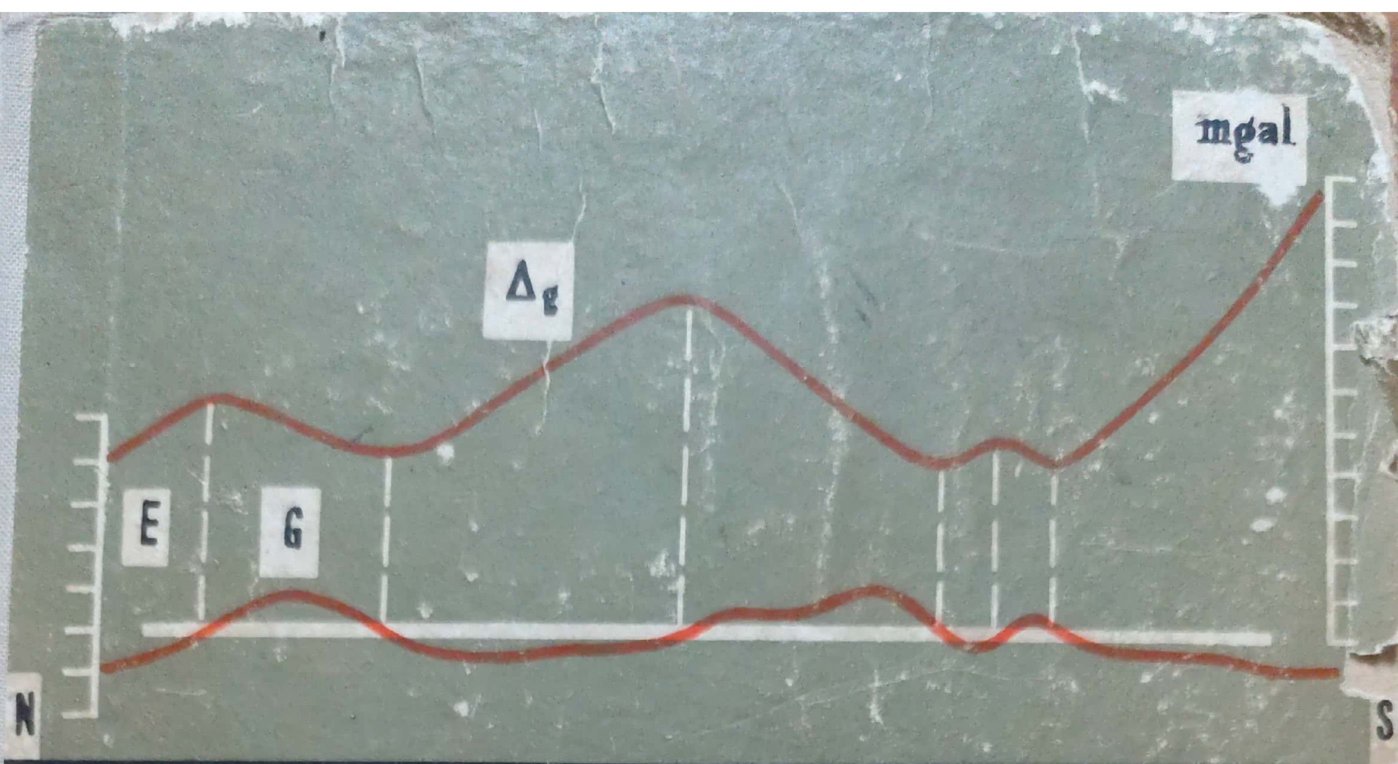


RADU BOTEZATU

METODE GEOFIZICE DE CERCETARE A SUBSOLULUI

EDIT... ...ACTICĂ ŞI PEDAGOGICĂ
B... ...964

MINISTERUL ÎNVĂȚĂMÎNTULUI
INSTITUTUL DE PETROL, GAZE ȘI GEOLOGIE

Conf. RADU BOTEZATU

CURS DE METODE GEOFIZICE DE CERCETARE A SUBSOLULUI

INTRODUCERE

Geofizica este știința care se ocupă cu studiul proprietăților și al fenomenelor fizice ale pămîntului, precum și cu legătura lor cu structura acestuia.

Bazată pe proprietățile fizice, structura și compoziția pămîntului și folosind legile fundamentale și metodele de investigație ale fizicii și ale științelor geologice, geofizica aduce informații importante asupra globului terestru, care au condus la o mai bună cunoaștere a interiorului lui.

Interiorul pămîntului a prezentat din totdeauna interes pentru omenire.

La început, metodele folosite au fost empirice și uneori subiective. Și astăzi încă există persoane care pretind că, avînd unele facultăți deosebite și folosind mijloace rudimentare, cum ar fi, de exemplu, *bagheta magică*, sînt capabile să detecteze de la suprafața pămîntului prezența în subsol a unor zăcăminte, strate acvifere etc. Aceste metode sînt grupate într-o pseudoștiință care poartă numele de radiestezie, al cărei studiu nu prezintă interes.

În paralel cu aceasta s-au dezvoltat însă metodele obiective cu fundamentare științifică riguroasă, grupate în știința care poartă numele de geofizică și care face obiectul acestui curs.

Geofizica se împarte în două mari domenii. În ambele domenii, studiul privește aceleași fenomene fizice folosind metode comparabile, deosebite eventual prin metodica și tehnica lor de aplicare, însă diferențiate fundamental din punctul de vedere al scopului pentru care se face studiul, și anume: Geofizica pură sau Fizica globului și Geofizica aplicată sau Geofizica de explorare.

1. *Geofizica pură* sau *Fizica globului* se ocupă cu studiul fenomenelor fizice la scară planetară, legate de cele trei învelișuri ale pămîntului. Din aceasta fac parte:

a) *Gravimetria, studii asupra echilibrului izostatic al crustei terestre, geomagnetismul, seismologia, radioactivitatea terestră, geoelectricitatea* (distribuția curenților telurici), *vulcanologia*, toate privind litosfera și interiorul pămîntului.

b) *Oceanografia*, privind hidrosfera.

c) *Meteorologia, studii asupra electricității atmosferice și a ionisferei*, privind atmosfera.

2. Un al doilea domeniu important al studiilor geofizice este reprezentat de *Geofizica aplicată* sau *Geofizica de explorare*. Aceasta se ocupă cu detec-

tarea, pe baza unor fenomene fizice măsurate la suprafaţa sau în vecinătatea suprafeţei pămîntului, a concentraţiilor de minerale utile sau a structurilor geologice favorabile acumulării acestora, cercetări în sonde sau mine sau cercetări de geologie inginerească şi hidrogeologie.

Metodele geofizicii aplicate sînt multe la număr şi bazate pe fenomene naturale sau provocate, au o caracteristică comună, prin aceea că folosesc măsurători la suprafaţa pămîntului sau în excavaţii, detectînd variaţii ale proprietăţilor fizice ale mineralelor, rocilor sau formaţiunilor geologice, care apoi sînt interpretate în termeni geologici sub formă de structuri, accidente tectonice sau zăcăminte de minerale utile.

Pentru a da o primă imagine domeniului acoperit de geofizica aplicată este prezentată mai jos clasificarea metodelor acesteia:

a) **Metode de prospecţiune geofizică:**

— *Metode directe* [1] (bazate pe cîmpuri sau potenţiale naturale), şi anume: metodele *gravimetrice*, *magnetometrice*, *electrometrice* (potenţial natural şi curenţi telurici), *radiometrice*, *termice*.

— *Metode indirecte* (bazate pe fenomene provocate), şi anume: metodele *seismometrice*, *electrometrice* (cu curent continuu sau alternativ), *acustice*, *mecanice* (*dinamice*).

b) **Metode de carotaj geofizic** sau **metode de geofizică industrială**, reprezentate de carotajul *electric*, *electrolitic*, *radioactiv*, *termic*. La acestea vor trebui adăugate în curînd carotajul *gravimetric* şi *al densităţii*, carotajul *magnetic* etc., la a căror punere la punct se lucrează în momentul de faţă.

În cele ce urmează vom da cîteva relaţii sumare cu privire la *metodele geofizice de prospecţiune* şi *carotaj*, al căror studiu constituie obiectul acestui curs.

Prospecţiunea gravimetrică se ocupă cu studiul valorii cîmpului gravităţii în diferite puncte pe suprafaţa pămîntului şi a variaţiilor acestui cîmp în imediata vecinătate a punctelor studiate. Scopul acestui studiu este detectarea anomaliilor mărimilor gravimetrice, care dau indicaţii asupra distribuţiei de masă din subsol. Distribuţia de masă astfel determinată este apoi interpretată în termeni geologici sub formă de structuri, accidente tectonice sau zăcăminte de substanţe minerale utile.

---

[1] Caracterizarea metodelor geofizice în *directe* şi *indirecte* mai poate fi făcută şi din punctul de vedere al obiectului geologic de prospectat. Astfel, prospecţiunea gravimetrică pentru sare este *directă*, deoarece anomalia gravimetrică este produsă de contrastul negativ de masă creat de sare în raport cu rocile în care se găseşte, în timp ce prospecţiunea gravimetrică pentru petrol este indirectă, deoarece anomalia gravimetrică este produsă de structura geologică purtătoare de zăcăminte de petrol.

În concluzie, este folosită caracterizarea de directă sau indirectă pentru metoda de prospecţiune dacă măsoară un fenomen natural sau provocat; în acelaşi timp, prospecţiunea poate fi directă sau indirectă, după cum anomalia fenomenului măsurat este provocată de obiectul geologic de prospectat, respectiv substanţa minerală utilă căutată, sau de alte elemente paragenetice sau structurale, cu care mineralul util se găseşte în relaţii bine stabilite.

Cîmpul gravităţii este un cîmp natural şi permanent, datorit masei pămîntului.

Aplicabilitatea prospecţiunii gravimetrice este condiţionată de existenţa în subsol a unei distribuţii anomale de masă (datorită contrastelor de densitate dintre roci, minerale sau formaţiuni geologice), creată între obiectele geologice şi masa rocilor înconjurătoare.

Prospecţiunea magnetică are ca obiect determinarea, prin măsurători pe suprafaţa solului, a elementelor cîmpului geomagnetic în scopul detectării anomaliilor acestora, care dau indicaţii asupra distribuţiei substanţelor magnetice în subsol. Distribuţia acestor substanţe astfel determinată este interpretată apoi în termeni geologici.

Şi cîmpul geomagnetic este un cîmp natural şi permanent ca şi cel al gravităţii. El este datorit masei magnetice a pămîntului.

Aplicabilitatea prospecţiunii magnetometrice este condiţionată de diferenţierea după proprietăţile magnetice a rocilor care constituie structura geologică, cu limitarea ca acestea să ocupe volume suficient de mari în subsol, pentru a putea creea *mase magnetice* importante în valoare.

Prospecţiunea radiometrică se ocupă cu determinarea la suprafaţa solului a intensităţii efectului pe care îl produc elementele radioactive prezente în pătura superioară a litosferei.

Din punct de vedere fizic acest efect are caracteristicile unui cîmp permanent de radiaţii, cu intensitate diferită în diferite puncte pe suprafaţa pămîntului şi se datoreşte conţinutului diferenţiat în elemente radioactive al diferitelor tipuri de roci care contribuie la realizarea structurii geologice.

Aplicabilitatea acestui gen de prospecţiune geofizică este condiţionată de existenţa în subsol a unei distribuţii anomale de conţinut în elemente radioactive. Succesul acestei prospecţiuni este însă limitat la elementele geologice care se găsesc la adîncimi mici faţă de suprafaţa solului, deoarece puterea de penetraţie a radiaţiilor este, în general, mică.

Prospecţiunea seismometrică foloseşte producerea la suprafaţa solului a unor unde elastice, care, propagîndu-se în interiorul păturii superioare a litosferei şi deviindu-şi direcţia de propagare datorită suprafeţelor de separaţie dintre formaţiuni geologice sau pachete de roci cu proprietăţi fizice diferite, se reîntorc la suprafaţă şi sînt înregistrate în puncte din apropierea celui de producere a lor. Pe baza intervalului de timp scurs între producerea şi revenirea la suprafaţă a undelor elastice, se calculează viteza medie de propagare a acestora în interiorul litosferei sau în diferitele formaţiuni geologice sau pachete de roci prin care acestea au călătorit, precum şi adîncimea şi înclinarea suprafeţei sau suprafeţelor de separaţie din subsol care au produs devierea direcţiei lor de propagare.

Parametrul fizic fundamental în prospecţiunea seismometrică şi care caracterizează proprietăţile fizice ale pachetelor de roci sau formaţiuni geologice prin care călătoresc în subsol undele elastice este *viteza de propagare* a acestora. Contrastul de viteză de propagare a undelor elastice pe anumite suprafeţe dă acestora caracterul de *suprafaţă* sau *limită de separaţie* şi apare clar din aceasta că într-o secţiune geologică nu toate suprafeţele existente vor fi suprafeţe de separaţie. Acest lucru, deşi restrictiv în aplicarea prospecţiunii

seismometrice, o limitează la rezolvarea problemelor geologice, care, în general, au şi o importanţă economică, ceea ce este deosebit de important.

Prospecţiunea electrometrică se ocupă cu determinarea prin măsurători pe suprafaţa solului a distribuţiei potenţialelor electrice naturale sau artificiale, a curenţilor telurici, a cîmpurilor electromagnetice artificiale, a modului de propagare în subsol a undelor cu frecvenţă radio etc., în scopul detectării anomaliilor acestora, care dau indicaţii asupra variaţiei conductibilităţii electrice în subsol şi care este final interpretată în termeni geologici.

Aplicabilitatea prospecţiunii electrometrice este condiţionată de existenţa în subsol a unei distribuţii anomale a proprietăţilor electrice ale rocilor sau formaţiunilor geologice, care să creeze contraste a acestor proprietăţi între elementele geologice individualizate (zăcăminte, structuri etc.) şi masa rocilor înconjurătoare acestora.

După cum apare din cele precizate mai sus, prospecţiunea electrometrică foloseşte mai multe tipuri de fenomene electrice. Din această cauză, reflectarea existenţei obiectelor geologice din subsol în diversele fenomene sau laturi ale acestora se face în forme diferite. Aceasta face ca metodele de prospecţiune electrometrică să fie multe la număr în momentul de faţă şi ca permanent să apară metode, procedee sau variante noi.

După cum se poate remarca, toate metodele geofizice de prospecţiune se caracterizează prin aceea că studiază anumite fenomene fizice la suprafaţa pămîntului şi deformaţiile acestor fenomene produse de caracteristicile structurii geologice ascunse. Interpretarea acestor deformaţii conduce apoi la stabilirea trăsăturilor caracteristice ale structurii geologice ascunse.

Spre deosebire de acestea, *metodele geofizice de carotaj* realizează studiul găurilor de sondă. Fenomenele şi proprietăţile fizice folosite în metodele geofizice de carotaj sînt în general aceleaşi ca şi în metodele geofizice de prospecţiune, adică fenomenele electrice naturale şi provocate, radioactive naturale şi provocate, elastice, magnetice etc., la care trebuie adăugate fenomenele termice naturale şi provocate. Diferenţierea diverselor pachete de roci traversate de gaura de sondă are ca efect o diferenţiere după anomaliile diferitelor fenomene folosite în metodele de carotaj respectiv; interpretarea acestor anomalii permite apoi stabilirea adîncimii şi a limitelor diferitelor strate sau complexe traversate de gaura de sondă, a unor proprietăţi fizice a acestora, a prezenţei unor niveluri de substanţe minerale utile etc.

Aplicabilitatea metodelor geofizice de carotaj este foarte largă, şi în momentul de faţă este obligatorie pentru orice gaură de sondă forată.

Progresul tehnic continuu a avut ca urmare realizarea unei aparaturi de geofizică aplicată din ce în ce mai evoluată, atît sub raportul constructiv (dimensiuni, greutate, maniabilitate, viteză de măsurare etc.) cît şi sub raportul preciziei de măsurare. În paralel cu aceasta au evoluat continuu şi metodele fizico-matematice de interpretare, ca urmare a progresului înregistrat în legătură cu fundamentarea ştiinţifică a acestor metode.

Din aceste motive, metodele geofizicii aplicate privind atît prospecţiunile geofizice cît şi carotajul geofizic au început să fie aplicate în probleme din ce în ce mai de detaliu în legătură cu sectorul economico-minier sau tehnic. Astfel, în momentul de faţă, orice lucrare economico-minieră sau tehnică,

ca, de exemplu, fixarea amplasamentului sondelor de explorare sau exploatare, a galeriilor, a puţurilor, a barajelor şi construcţiilor mari etc. trebuie să fie precedată de o cercetare geofizică. *Prin aceasta, geofizica aplicată s-a integrat definitiv în geologie, ca o metodă de cercetare geologică.*

Aceasta justifică interesul pe care îl prezintă studiul geofizicii aplicate pentru inginerii geologi.

ISTORICUL DEZVOLTĂRII METODELOR GEOFIZICE DE PROSPECŢIUNE ŞI CAROTAJ ÎN R.P.R.

În dezvoltarea metodelor geofizice de prospecţiune şi carotaj pe teritoriul *Republicii Populare Romîne* se pot distinge trei etape importante [1], şi anume:

1. *Etapa premergătoare de aplicare a metodelor geofizice*, înainte de anul 1925, în care au fost efectuate unele cercetări sporadice, de interes ştiinţific general. În această perioadă se înscriu măsurătorile pentru determinarea elementelor cîmpului geomagnetic şi construirea hărţilor acestor elemente pentru teritoriul din exteriorul arcului carpatic, efectuate de D. Negreanu şi M. Mureşanu (1894—1895) şi mai tîrziu de Şt. Hepites şi I. Murat (1906). De asemenea, D. Negreanu studiază aplicarea măsurătorilor geomagnetice pentru prospectarea zăcămintelor de fier în 1904 şi face cercetări cu privire la influenţa salinităţii asupra rezistivităţii electrice a apelor minerale şi potabile.

Proprietăţile radioactive ale petrolului fac obiectul unor studii ale lui D. Hurmuzescu în anul 1910.

Pe teritoriul Transilvaniei, Banatului şi Crişanei, în această perioadă, sînt executate măsurători gravimetrice cu *balanţa de torsiune* şi *aparate pendulare* (1906—1911) şi de asemenea măsurători geomagnetice.

După primul război mondial se încearcă primele determinări geofizice cu caracter de prospecţiune pe teritoriul ţării noastre. Din acestea sînt de notat în deosebi prospecţiunea cu balanţa de torsiune a anticlinalului petrolifer de la Ariceşti (Prahova), efectuată de Schweydar în 1918, şi prospecţiunea magnetometrică în zona masivelor de sare de la Băicoi şi Floreşti (Prahova), efectuată de Soc. „Prospektion" din Göttingen, în 1925.

2. *Etapa de încercări experimentale şi recunoaştere a utilităţii aplicării metodelor geofizice*, cuprinsă între anii 1925 şi 1948.

În anul 1925 iau naştere primele servicii organizate de prospecţiuni geofizice în ţara noastră, unul în cadrul fostului Institut Geologic şi altul în cadrul fostei Societăţi petroliere Astra Romînă.

În cadrul fostului Institut Geologic au fost prospectate gravimetric cu *balanţa de torsiune*, începînd din anul 1927, în regiunea petroliferă dintre

---

[1] Ştefănescu Sabba, *Evoluţia prospecţiunilor geofizice pe teritoriul R.P.R.*, Bul. St. al Acad. R.P.R., Secţia de geologie şi geografie, II, 1, 1957.

Buzău şi Tîrgovişte, precum şi extinderea ei către sud şi vest pînă în Oltenia, domul gazeifer de la Sărmăşel, precum şi arii separate în Banat şi Crişana. În anul 1940 sînt începute măsurători gravimetrice cu *gravimetrul static*, iar în anul 1941 cu *aparatul tetrapendular Askania*, cu ajutorul căruia se măsoară o reţea de staţii de pendul (în total 50 staţii) pe teritoriul ţării noastre.

În anul 1927 au fost introduse metodele magnetometrice, cu care s-au început studii sistematice de prospectare a zăcămintelor de minereuri de fier (Ocna-de-Fier, Dognecea etc.) şi s-a încercat prospectarea masivelor de sare (Floreşti). Pentru studiul variaţiilor în timp a elementelor cîmpului geomagnetic este organizat şi pus în funcţiune în anul 1943 Observatorul geofizic de la Surlari-Căldăruşani.

În domeniul prospecţiunilor geoelectrice au fost efectuate studii teoretice şi încercări experimentale în diverse probleme, care au avut un larg ecou în străinătate.

În cadrul fostelor societăţi petroliere, începînd din anul 1925 şi, mai tîrziu, din anul 1937 au fost efectuate cercetări gravimetrice cu *balanţa de torsiune* în Muntenia şi Oltenia şi cercetări gravimetrice cu *gravimetrul static* în Oltenia, Muntenia şi Moldova, care au condus la construirea de hărţi gravimetrice generale a acestor regiuni. În aceleaşi regiuni şi de către aceleaşi societăţi au fost efectuate simultan şi prospecţiuni magnetometrice regionale.

În jurul anului 1930 au fost introduse la societăţile petroliere metoda de prospecţiune seismometrică prin refracţia undelor elastice, precum şi metoda de carotaj electric, iar începînd din anul 1935 metoda de prospecţiune seismometrică prin reflexia undelor elastice, toate pentru cercetarea structurilor posibil petrolifere.

În aceeaşi perioadă au fost efectuate cercetări geoelectrice pentru descoperirea de structuri petrolifere de către „Compagnie Générale de Géophysique" din Paris.

3. *Etapa de dezvoltare şi consolidare a metodelor geofizice* începe efectiv din anul 1948, cînd, prin naţionalizarea principalelor mijloace de producţie, Statul democrat popular ia în mîna sa controlul şi dirijarea planică a întregii activităţi privind prospectarea, explorarea şi exploatarea bogăţiilor subsolului patriei noastre. După naţionalizare, prin grija statului nostru şi prin specificul economiei socialiste se deschide drumul unei intense dezvoltări a activităţii geofizice.

După anul 1948 se organizează puternice unităţi de prospecţiuni geofizice, dotate cu aparatura cea mai modernă, personal corespunzător şi mijloace tehnice necesare, atît la Comitetul Geologic al R.P.R., cît şi la Ministerul Industriei Petrolului şi Chimiei şi Ministerul Minelor şi Energiei Electrice, precum şi puternice unităţi de carotaj geofizic la Ministerul Industriei Petrolului şi Chimiei, Comitetul Geologic al R.P.R. şi Ministerul Minelor şi Energiei Electrice.

La aceste unităţi au fost îmbunătăţite metodele de prospecţiuni gravimetrice, magnetometrice şi electrometrice, au fost introduse variante noi sau metode noi cum este prospecţiunea radiometrică sau metodele de carotaj electrolitic, BKZ, radioactiv (natural şi provocat), termic etc.

În acest proces de îmbunătăţire a metodelor geofizice, un aport deosebit a fost adus de către cercetătorii romîni, pe de o parte, prin valorificarea realizărilor mondiale în acest domeniu şi pe de altă parte, prin stabilirea condiţiilor

optime de aplicare a acestor metode la natura şi specificul problemelor geologice din ţara noastră. De asemenea au fost aduse contribuţii valoroase, de ordin teoretic şi experimental, la dezvoltarea pe plan mondial a metodelor geofizice de prospecţiune şi carotaj.

În condiţiile relaţiilor de tip nou dintre ţările lagărului socialist, climatul dezvoltării geofizice aplicate a fost şi el, ca şi pentru celelalte domenii de activitate, deosebit de favorabil. Schimbul de documentaţie de specialitate cu U.R.S.S. şi celelalte ţări ale lagărului socialist, schimburile de experienţă, de pregătire a cadrelor de ingineri de specialitate, pregătirea de candidaţi în ştiinţă etc., au dat un impuls deosebit de puternic dezvoltării acestui domeniu.

Avantajele folosirii pe scară largă şi la nivelul tehnicii celei mai avansate a metodelor geofizice a apărut imediat aportul acestora la lărgirea bazei de materii prime pentru industria extractivă şi prelucrătoare fiind din ce în ce mai important pe măsură ce activitatea geofizică s-a extins. În acelaşi timp s-a dezvoltat şi activitatea de cercetare ştiinţifică în acest domeniu şi, de asemenea, s-a început construirea hărţilor geofizice naţionale.

Pentru a ilustra importanţa acordată de Statul nostru democrat-popular dezvoltării acestui sector de activitate economică, este suficient să ne amintim cîteva cifre privind volumul de cheltuieli, extrase din raportul tov. Gh. Gheorghiu-Dej la Congresul al III-lea al P.M.R. Din acest raport reiese că în perioada 1954-1959 au fost cheltuite pentru cercetări geologice (în care cercetările geofizice intră cu o pondere mare de cheltuieli) importante fonduri, iar în perioada 1960-1965, fondurile alocate vor creşte cu mult faţă de perioada anterioară, destinîndu-se o parte importantă înzestrării cu utilaje şi aparate din cele mai moderne. Aceasta va asigura introducerea pe scară cît mai largă a ultimelor realizări a tehnicii în domeniul aparaturii şi utilajelor, precum şi a metodicii şi tehnicii de lucru, contribuind la ridicarea cît mai mare a calităţii lucrărilor, respectiv la creşterea eficienţei geologice a acestora, precum şi la creşterea productivităţii muncii şi scăderea preţului de cost.

Este de precizat că prin importanţa acordată de Stat cercetărilor geofizice şi totodată prin aportul economic efectiv al acestora s-a ajuns ca în momentul de faţă Republica Populară Romînă să stea pe picior de egalitate cu ţările cele mai dezvoltate din acest punct de vedere. Deja în ceea ce priveşte potenţialul geofizic raportat la suprafaţa ţării, Republica Populară Romînă este comparabilă cu U.R.S.S., S.U.A., Franţa etc. Dezvoltarea prevăzută în planul şesenal va face ca ţara noastră să ajungă pe primele locuri în lume în ceea ce priveşte dotarea tehnică, metodologia şi caracterul intensiv al cercetărilor geofizice în raport cu suprafaţa ţării noastre.

Din cele de mai sus reiese clar importanţa pe care o are studiul metodelor geofizice de prospecţiune şi explorare pentru inginerii geologi. Cunoaşterea acestor metode, folosirea adecvată a lor şi interpretarea corectă a rezultatelor contribuie la rezolvarea complexă a problemelor geologice, determinarea mai justă a zăcămintelor şi formelor structurale ale rocilor, integrarea acestora în ansamblul şi caracteristicile structurii geologice regionale şi locale şi, în esenţă, la creşterea eficienţei cercetării geologice.

PARTEA ÎNTÎI

BAZELE FIZICO - GEOLOGICE ALE METODELOR GEOFIZICE DE PROSPECȚIUNE ȘI CAROTAJ

CAPITOLUL I

POTENȚIALUL GRAVITĂȚII ȘI DERIVATELE LUI

1. LEGILE LUI NEWTON

La baza gravimetriei, respectiv a metodelor de prospecțiune gravimetrică, stau cele două legi fundamentale formulate de Newton în anul 1666.

1.1. **Legea întîi a lui Newton.** „Două corpuri cu mase materiale m_1 și m_2, situate în spațiu la o distanță d oarecare, se atrag reciproc proporțional cu produsul maselor și invers proporțional cu pătratul distanței care le separă".

Forța F se aplică în centrul de greutate al ambelor corpuri (fig. 1) are direcția dreptei care unește centrele de greutate, sensul de la unul din corpuri către celălalt și intensitatea dată de relația

$$F = G \cdot \frac{m_1 \cdot m_2}{d^2}. \qquad (1)$$

În relația (1), coeficientul de proporționalitate G reprezintă constanta atracției universale și are valoarea $6{,}67 \times 10^{-8}$ UCGS.

Această lege este valabilă indiferent de natura corpurilor care se atrag sau de mediul în care se exercită atracția. În cazul corpurilor cristalizate, orientarea axelor cristalografice este indiferentă.

Pentru această forță nu există ecrane. Dacă există, ecranele intervin doar prin masele lor, exercitînd atracții.

1.2. **Legea a doua a lui Newton.** „În regim dinamic (de mișcare), forța este egală cu produsul dintre masă și accelerație".

$$F = m \cdot a. \qquad (2)$$

Pe aceste două legi se fundamentează relațiile folosite în gravimetrie.

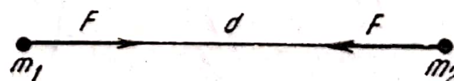


Fig. 1. Imagine explicativă pentru prima lege a lui Newton.

2. MĂRIMI GRAVIMETRICE

În gravimetrie, respectiv în prospecţiunea gravimetrică, se folosesc mai multe mărimi gravimetrice. Acestea sînt:

2.1. **Cîmpul gravităţii.** Pentru a înţelege noţiunea de cîmp al gravităţii, este necesar în prealabil a lua cunoştinţă cu alte noţiuni mai simple, pe care aceasta se bazează, şi anume:

2.1.1. Cîmpul newtonian sau cîmpul de atracţie (f)

a) Cîmpul newtonian creat de o masă m într-un punct oarecare P din spaţiul înconjurător se defineşte ca fiind forţa cu care masa m atrage o masă unitară situată în acel punct.

Valoarea cîmpului newtonian va fi dată de relaţia următoare, conform primei legi a lui Newton:

$$f = G \cdot \frac{m}{d^2} \cdot \tag{3}$$

b) Cîmpul newtonian creat de un sistem de mase m_i într-un punct oarecare P din spaţiul înconjurător este reprezentat de forţa rezultantă cu care sistemul de mase atrage o masă unitară situată în acel punct.

În cazul considerat (fig. 2), masa unitară va fi atrasă de masa m_1 cu o forţă $f_1 = G \cdot \frac{m_1}{d_1^2}$, de masa m_2 cu o forţă $f_2 = G \cdot \frac{m_2}{d_2^2}$ etc.

Intensitatea, direcţia şi sensul forţei f (rezultanta vectorială a forţelor f_i, dacă $i = 1,2,3,\ldots,n$) cu care este atrasă masa unitară reprezintă intensitatea, direcţia şi sensul cîmpului newtonian în punctul respectiv al spaţiului.

Dacă în loc de o masă unitară plasăm într-un punct al spaţiului o masă oarecare M, forţa cu care acţionează asupra ei o masă unică sau un sistem de mase va fi:

$$F = f \cdot M. \tag{4}$$

Valoarea cîmpului newtonian va fi în acest caz, evident,

$$f = \frac{F}{M} \cdot \tag{5}$$

Pămîntul, avînd o masă materială, va exercita în exteriorul lui atracţii. Cîmpul newtonian la suprafaţa pămîntului poartă numele de *cîmp gravitaţional*.

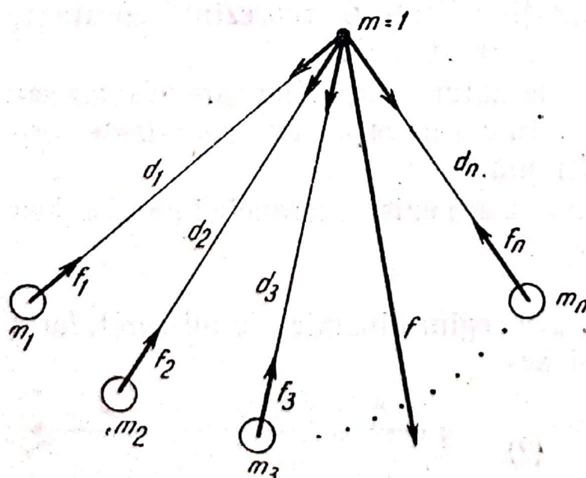


Fig. 2. Cîmpul newtonian creat de un sistem de mase.

2.1.2. Cîmpul de rotaţie (C). Pămîntul nu este un corp imobil în spaţiu, ci se roteşte

în jurul axei sale cu o anumită viteză. Din această cauză, o masă unitară situată pe suprafața lui va fi supusă totodată acțiunii forței centrifuge, care va tinde să o proiecteze în spațiul exterior.

Dacă notăm cu U viteza masei unitare și cu r raza de rotație a punctului de pe suprafața pămîntului în care este plasată aceasta, atunci forța centrifugă care va acționa asupra ei va fi (fig. 3)

$$C = \frac{U^2}{r}. \tag{6}$$

Viteza U reprezintă distanța parcursă de masa unitară într-o unitate de timp. Cum în timpul unei zile ($T = 24$ de ore) masa unitară parcurge o distanță egală cu lungimea cercului de rază r, se poate scrie

$$U = \frac{2\pi r}{T}. \tag{7}$$

Înlocuind această valoare în relația (6) și făcînd simplificările evidente, se obține:

$$C = \frac{4\pi^2}{T^2} \cdot r \tag{8}$$

sau

$$C = \omega^2 \cdot r, \tag{9}$$

deoarece raportul $\frac{2\pi}{T}$ nu este altceva decît viteza unghiulară de rotație ω.

Din figura 3 se constată cu ușurință că între raza de rotație r și raza pămîntului R există relația

$$r = R \cdot \cos\varphi, \tag{10}$$

în care φ reprezintă latitudinea geografică a punctului în care se găsește masa unitară. Relația (10) ne permite să scriem formula (9) într-o formă echivalentă, și anume:

$$C = \omega^2 \cdot R \cdot \cos\varphi. \tag{11}$$

Cîmpul de rotație apare deci ca fiind forța care acționează asupra unei mase unitare situată pe suprafața pămîntului în rotație, datorită mișcării de rotație a acestuia. Cîmpul de rotație are direcția razei de rotație a punctului în care se găsește masa unitară, sensul de la interiorul către exteriorul pămîntului și intensitatea dată de relația (9) sau (11).

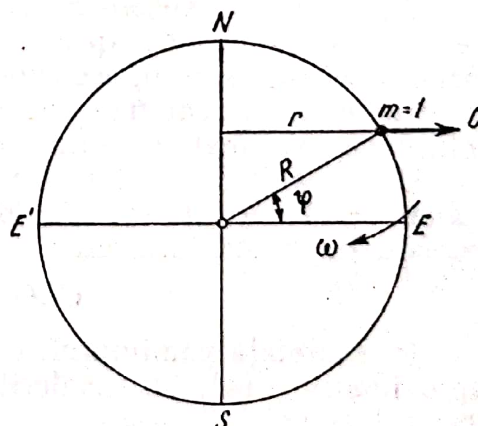


Fig. 3. Cîmpul de rotație al Pămîntului.

2.1.3. C î m p u l g r a v i t ă ţ i i (g). O masă unitară situată pe suprafaţa pămîntului în rotaţie va fi deci supusă acţiunii a două cîmpuri, şi anume:

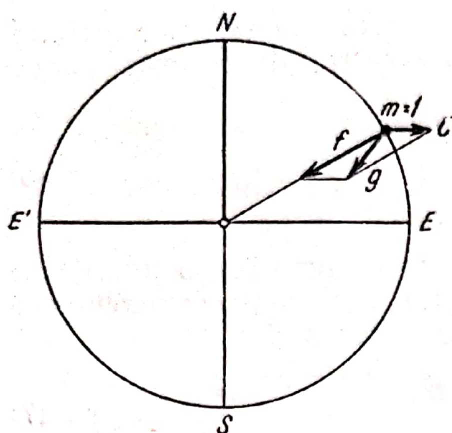


Fig. 4. Cîmpul gravităţii.

— cîmpul *gravitaţional*, de intensitate

$$f = G \cdot \frac{M}{R^2};$$

— cîmpul de *rotaţie*, de intensitate

$$C = \omega^2 \cdot R \cdot \cos \varphi.$$

Rezultanta acestor două cîmpuri poartă numele de cîmpul gravităţii şi se notează cu g.

Direcţia şi intensitatea cîmpului gravităţii sînt foarte apropiate în valoare de direcţia şi intensitatea cîmpului gravitaţional, iar sensul este identic la amîndouă, deoarece cîmpul de rotaţie este foarte mic în valoare, în raport cu cîmpul gravitaţional.

După cum se poate remarca lesne, din relaţiile (5) şi (9) reiese clar că atît cîmpul gravitaţional cît şi cîmpul de rotaţie au dimensiuni de acceleraţie. Pentru aceasta şi rezultanta lor, care este cîmpul gravitaţii, trebuie să aibă aceleaşi dimensiuni, adică dimensiuni de acceleraţie. Din acest motiv, termenul de cîmp al gravităţii este adesea înlocuit cu termenul de acceleraţie a gravităţii.

Acceleraţia gravităţii poate fi definită ca reprezentînd creşterea constantă a vitezei în unitatea de timp, pe care o are o masă unitară în cădere liberă sub acţiunea pămîntului în rotaţie.

Pentru a preîntîmpina orice confuzie viitoare, este cazul de precizat că folosirea ambilor termeni este corectă. Ca sens fizic riguros, noţiunea de cîmp al gravităţii are un caracter potenţial, în timp ce noţiunea de acceleraţie a gravităţii are un caracter dinamic. Ca dimensiuni şi ca valoare numerică însă, aceste două noţiuni sînt identice.

Din punct de vedere metrologic, cîmpul gravităţii poate fi determinat fie în termeni de forţă (prin metode statice), fie în termeni de acceleraţie (prin metode dinamice), aşa cum se va vedea în detaliu în unul din capitolele următoare. Indiferent însă pe ce cale este determinat, cîmpul gravităţii este totdeauna exprimat în unităţi de acceleraţie.

Unitatea CGS de cîmp a gravităţii este *galul* (după numele savantului italian G a l i l e o G a l i l e i, precursor în domeniul *gravimetriei*), care se notează după cum urmează:

$$1 \text{ UCGS} = 1 \text{ gal} = 1 \text{ cm/s}^2.$$

Pe suprafaţa pămîntului, cîmpul gravităţii prezintă o variaţie totală de aproximativ 5 gal, între valorile limită de circa 978 gal la ecuator şi circa 983 gal la pol.

Deoarece unitatea CGS este prea mare pentru nevoile practice, s-a introdus o unitate practică de cîmp a gravităţii care este folosită în gra-

vimetrie, reprezentînd a mia parte din unitatea CGS şi care poartă numele de miligal şi se notează cu mgal. În sistemul corect de notaţii:

$$1 \text{ mgal} = 10^{-3} \text{ gal} = 10^{-3} \text{ UCGS}.$$

2.2. **Potenţialul gravităţii.** Ca şi cîmpul gravităţii, potenţialul gravităţii reprezintă o rezultantă între un potenţial newtonian şi un potenţial de rotaţie.

Potenţialul newtonian sau gravitaţional (U). Se defineşte ca potenţial newtonian sau gravitaţional într-un punct din spaţiu, lucrul mecanic necesar deplasării unei mase unitare din acel punct la infinit, în contra sensului de acţiune al cîmpului newtonian.

a) Potenţialul newtonian creat de o masă m într-un punct exterior P va fi, în acord cu definiţia de mai sus, lucrul mecanic care trebuie cheltuit pentru a deplasa o masă unitară din punctul P la infinit. Cum lucrul mecanic este acelaşi între două puncte, indiferent de drum, să considerăm că masa unitară se deplasează din P la infinit pe o curbă oarecare C. În acord cu notaţiile din figura 5 cîmpul newtonian în punctul P va fi evident $f_p = G \cdot \frac{m}{d^2}$, iar într-un punct oarecare N de pe curba C va fi:

$$f_N = G \cdot \frac{m}{l^2}. \tag{12}$$

Cînd masa unitară se deplasează din punctul N în punctul infinit vecin N', situat la distanţa $l + dl$ de masa m, proiecţia deplasării NN' pe direcţia forţei va fi practic egală cu dl, deoarece arcul de cerc cu rază $l + dl$ se poate considera că se confundă cu perpendiculara $N'N''$.

Dacă $dl > 0$, atunci lucrul mecanic al cîmpului f_N pentru distanţa NN' va fi negativ, avînd expresia

$$dV = -G \cdot \frac{m}{l^2} \cdot dl. \tag{13 a}$$

Lucrul mecanic total sau potenţialul newtonian va fi obţinut prin integrarea lucrului mecanic elementar exprimat de relaţia (12) şi va fi:

$$U_P = -V_\infty = \int_d^\infty G \cdot \frac{m}{l^2} \cdot dl = G \cdot \frac{m}{d}. \tag{13 b}$$

b) Potenţialul newtonian creat de un sistem de mase m_i într-un punct oarecare P din spaţiul exterior va corespunde potenţialului newtonian în acel punct datorit cîmpului rezultant şi va fi egal cu suma lucrurilor mecanice legate de masele respective m_i.

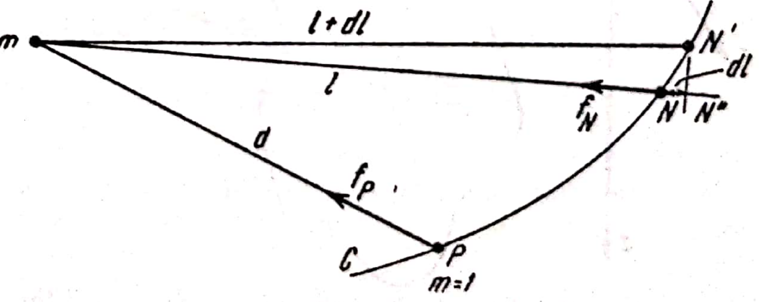


Fig. 5. Potenţialul newtonian creat de o masă m.

În acord cu figura 5 se poate scrie în acest caz:

$$U_p = G \cdot \left(\frac{m_1}{d_1} + \frac{m_2}{d_2} + \dots + \frac{m_n}{d_n}\right) = G \cdot \sum_{i=1}^{n} \frac{m_i}{d_i} \cdot \qquad (14)$$

c) Dacă masele sînt în număr foarte mare şi infinit de mici, constituind elementele unui aceluiaşi corp, atunci suma din relaţia (14) tinde către o integrală de volum.

În acest caz se poate scrie:

$$U = G \cdot \iiint\limits_v \frac{dm}{d} \cdot \qquad (15)$$

Sau, ţinînd cont de notaţiile din figura 6

$$U = G \cdot \iiint \delta \cdot \frac{dx \cdot dy \cdot dz}{\sqrt{(x - x_0)^2 + (y - y_0)^2 + (z - z_0)^2}}, \qquad (16$$

în care a fost înlocuit dm cu $\delta \cdot dv$, respectiv cu $\delta \cdot dx \cdot dy \cdot dz$ şi d cu $\sqrt{(x) - x_0)^2 + (y - y_0)^2 + (z - z_0)^2}$, δ fiind densitatea corpului. Dacă integrala din relaţia (16) se extinde la întregul volum al pămîntului, atunci potenţialul newtonian poartă numele de potenţial gravitaţional, iar punctul P devine un punct curent pe suprafaţa pămîntului.

Potenţialul de rotaţie (U'). Este definit ca potenţial de rotaţie, lucrul mecanic necesar deplasării unei mase unitare de pe suprafaţa pămîntului în rotaţie la infinit, în sensul de acţiune al forţei centrifuge, respectiv al cîmpului de rotaţie.

Potenţialul de rotaţie se poate scrie:

$$U' = \frac{1}{2} \cdot C \cdot r \qquad (17)$$

sau referindu-ne la figura 3 şi relaţiile (9) şi (10):

$$U' = \frac{1}{2} \cdot \omega^2 \cdot r^2 = \frac{1}{2} \cdot \omega^2 \cdot R^2 \cdot \cos^2\varphi. \qquad (18)$$

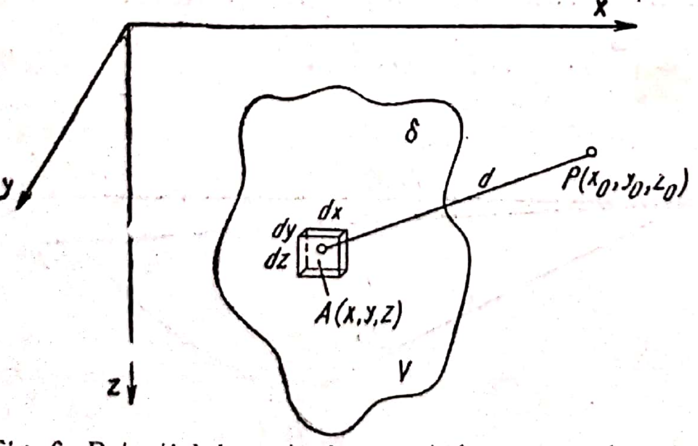


Fig. 6. Potenţialul newtonian creat de un corp de volum oarecare v.

Potenţialul gravităţii (W). Potenţialul gravităţii este reprezentat de rezultanta celor două potenţiale specificate mai sus.

Se poate scrie deci:

$$W = U + U' \qquad (19)$$

sau în formă mai explicită:

$$W = G \cdot \iiint \frac{dm}{d} + \frac{1}{2} \cdot \omega^2 \cdot R^2 \cdot \cos^2 \varphi. \qquad (20)$$

S-a scris rezultanta celor două potențiale sub forma unei sume simple, deoarece potențialul gravității, ca și potențialele gravitațional și de rotație de altfel, sînt mărimi scalare [dimensiunile potențialului gravității sînt $\frac{\text{lucru mecanic}}{\text{masă}} = (\text{viteză})^2$, adică L^2T^{-2}].

O remarcă deosebit de importantă trebuie de asemenea făcută cu privire la potențialul gravității. După cum se poate constata din relațiile (16) și (18), respectiv (20), ambele componente ale potențialului gravității sînt funcție de poziție, adică de coordonatele punctului de pe suprafața pămîntului în care acesta este considerat. Observația aceasta ne permite să scriem relația de principiu:

$$W_p = \Phi(x,y,z), \tag{21}$$

în care x, y, z sînt coordonatele punctului curent P de pe suprafața pămîntului, iar $\Phi(x, y, z)$ o funcție definită în acord cu relația (20).

Scris în forma aceasta, potențialul gravității pune în evidență o proprietate foarte importantă, și anume aceea că funcțiunea potențial este derivabilă în raport cu toate cele trei variabile carteziene, proprietate care are aplicații multiple și consecințe deosebite în teoria și practica prospecțiunii gravimetrice.

2.3. **Suprafața echipotențială** sau **suprafața de nivel.** Este definită ca suprafață echipotențială sau suprafață de nivel o suprafață care conține toate punctele de egal potențial al gravității.

Ecuația unei suprafețe echipotențiale poate fi scrisă în mod simplu:

$$W = \text{const.} \tag{22}$$

Ca exemplu de suprafață echipotențială în natură poate fi dată suprafața de echilibru a apei în mări și oceane.

Noțiunea de suprafață echipotențială are o folosință largă și importantă în geodezia dinamică și în gravimetrie, deoarece cu ajutorul ei este definită figura Pămîntului sau adevărata formă a Pămîntului. După cum se știe, pămîntul are o formă apropiată de aceea a unei sfere turtite la poli. Determinările geodezice au arătat însă abateri sensibile, cel puțin pentru zonele de uscat în care au fost efectuate măsurătorile, de la o formă geometrică regulată, cum ar fi elipsoidul de revoluție, elipsoidul cu trei axe sau chiar tetraedrul rotunjit, cu care pămîntul s-a încercat să fie asimilat. Pentru aceste motive, în scopuri geodezice este folosită în momentul de față, prin convenție, forma de elipsoid de revoluție propusă de Hayford și adoptată de Asociația Internațională de Geodezie și Geofizică la Congresul de la Madrid în 1924. Elipsoidul de revoluție adoptat cu această ocazie are turtirea $\frac{1}{297}$ și semiaxa mare egală cu 6 378 388 m, și poartă numele de **elipsoid geodezic de referință.**

După cum s-a spus mai sus, adevărata formă a pămîntului este însă diferită de acesta și fiind necunoscută în momentul de față i s-a dat numele de GEOID.

Geoidul se definește ca reprezentînd suprafața echipotențială, care corespunde nivelului mediu al mărilor și oceanelor în repaus (abstracție făcînd

de agitațiile de suprafață, cum sînt: valurile, hula, mareele etc.) și este prelungită pe sub continente. Fiind corespunzător unei suprafețe echipotențiale, este clar că geoidul nu poate fi un corp geometric regulat, deoarece suprafața lui este local modificată de distribuția maselor din interiorul pămîntului. După cum se vede, geoidul sau adevărata formă a pămîntului este în mai strînsă dependență de repartiția de masă din interiorul pămîntului decît de forma actuală a lui privind regiunile de uscat; în zonele acoperite de mări și oceane, datorită fluidității apei, distribuția de masă din interiorul pămîntului operează automat deformațiile de suprafață, astfel încît în aceste zone geoidul este determinat.

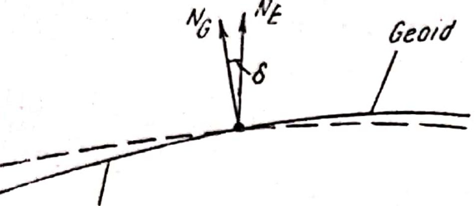


Fig. 7. Deviația verticalei.

Din cele de mai sus reiese în mod clar că la determinarea geoidului gravimetria aduce o contribuție deosebit de importantă.

2.4. **Deviația verticalei.** Se înțelege prin deviația verticalei unghiul format de verticala geodezică și verticală reală sau astronomică în același punct. În orice punct de pe suprafața pămîntului, direcția cîmpului gravității poate fi materializată ca direcție a firului cu plumb. Aceasta reprezintă direcția verticalei reale sau astronomice. Dacă prin același punct materializăm direcția normalei la elipsoidul geodezic de referință, această direcție va forma cu prima un unghi care reprezintă deviația verticalei (fig. 7).

Deviația verticalei se exprimă în unități unghiulare, măsurîndu-se în secunde.

2.5. **Gradienții potențialului gravității.** Este definit ca gradient al potențialului gravității într-un punct oarecare al spațiului un vector care are originea în acel punct și proiecțiile pe axele de coordonate egale cu derivatele parțiale ale potențialului de-a lungul acelor axe.

Gradienții potențialului gravității pot fi de mai multe ordine, după ordinul derivatelor, care reprezintă componentele acestora pe axele de coordonate respective.

În gravimetrie și prospecțiunea gravimetrică se folosesc următorii gradienți ai potențialului gravității:

a) *Gradientul de ordinul I.* Acest gradient este reprezentat de vectorul ale cărui componente pe cele trei axe de coordonate carteziene sînt respectiv:

$$\frac{\partial W}{\partial x};\ \frac{\partial W}{\partial y};\ \frac{\partial W}{\partial z}$$

și corespunde cîmpului gravității g.

Deoarece componentele orizontale ale cîmpului gravității sînt foarte mici în raport cu componenta verticală, în practica prospecțiunii gravimetrice se consideră $\frac{\partial W}{\partial z} \simeq g$, fapt care simplifică simțitor unele probleme de interpretare în termeni fizici a rezultatelor acestei prospecțiuni.

Gradientul de ordinul I, respectiv cîmpul gravităţii, se măsoară cu aparate pendulare sau gravimetre statice şi se exprimă, după cum s-a specificat anterior, în gal.

b) *Gradienţi de ordinul II*. Dintre gradienţii de ordinul II sînt folosiţi următorii:

— *Gradienţii orizontali ai cîmpului gravităţii*, care se combină împreună, obţinîndu-se „gradientul orizontal total al cîmpului gravităţii", $\frac{\partial^2 W}{\partial z \cdot \partial x} \cong \frac{\partial g}{\partial x}$ şi $\frac{\partial^2 W}{\partial z \cdot \partial y} \cong \frac{\partial g}{\partial y}$.

— *Mărimile de curbură a suprafeţei echipotenţiale*

$$\frac{\partial^2 W}{\partial x \cdot \partial y} \quad \text{şi} \quad W_\Delta = \frac{\partial^2 W}{\partial y^2} - \frac{\partial^2 W}{\partial x^2},$$

care se combină împreună, obţinîndu-se *curbura diferenţială* sau *tendinţa directrice orizontală*.

Cei patru gradienţi orizontali specificaţi mai sus se măsoară cu aparate care poartă numele de balanţe de torsiune sau gradientometre.

— *Gradientul vertical de ordinul II al cîmpului gravităţii* $\frac{\partial^2 W}{\partial z^2} \cong \frac{\partial g}{\partial z}$. Această mărime poate fi determinată fie indirect prin calcul pe baza distribuţiei în suprafaţă a cîmpului gravităţii, fie direct prin măsurători diferenţiale pe verticală efectuate cu gravimetrul static.

Unitatea CGS de gradient de ordinul II al potenţialului gravităţii este reprezentată de 1 gal/cm. Deoarece această unitate de măsură este mult prea mare faţă de variaţiile acestor mărimi pe suprafaţa pămîntului, s-a ales ca unitate practică 1 Eötvös (unitatea aceasta poartă numele savantului maghiar R o l a n d v o n E ö t v ö s, creatorul *balanţei de torsiune*). Valoarea ei în raport cu unitatea CGS este 1 Eötvös = 1E = 10^{-9} UCGS = 10^{-9} gal/cm.

c) *Gradienţii de ordin superior*. Dintre gradienţii potenţialului gravităţii de ordin superior lui II se folosesc numai următorii:

— *Gradientul vertical de ordinul II al cîmpului gravităţii* $\frac{\partial^3 W}{\partial z^3} \cong \frac{\partial^2 g}{\partial z^2}$. Unitatea CGS în care se exprimă această mărime este gal/cm², iar unitatea practică este 10^{-15} gal/cm².

— *Gradientul vertical de ordinul IV al cîmpului gravităţii* $\frac{\partial^5 W}{\partial z^5} \cong \frac{\partial^4 g}{\partial z^4}$. Unitatea CGS în care se exprimă această mărime este gal/cm⁴, iar unitatea practică este 10^{-27} gal/cm⁴.

Gradienții potențialului gravității din această categorie nu se pot determina direct prin măsurători, ci numai indirect, prin calcul pe baza distribuției în suprafață a valorilor măsurate a cîmpului gravității.

CAPITOLUL II

DENSITATEA ROCILOR ŞI FORMAȚIUNILOR GEOLOGICE

Proprietatea fizică a rocilor sau a formațiunilor geologice pe care se bazează prospecțiunea gravimetrică este *densitatea*.

În fizică sînt cunoscute două forme de exprimare a densității unei substanțe, și anume:

— *Densitatea absolută* sau *masa specifică*, care reprezintă masa unității de volum. Dacă se notează cu m masa unei probe dintr-o substanță și cu v volumul acesteia, atunci densitatea absolută δ_a a substanței respective este dată de relația

$$\delta_a = \frac{m}{v}. \qquad (23)$$

— *Densitatea relativă*, care reprezintă raportul dintre masa unui volum oarecare dintr-o substanță și masa unui volum egal de apă distilată la temperatura de 4°C (temperatura la care apa distilată are densitate maximă).

Dacă masa unei probe dintr-o substanță este

$$m = \delta_a \cdot v, \qquad (24)$$

iar masa unui volum egal de apă distilată la temperatura de 4°C este

$$m_0 = e_{4^\circ} \cdot v, \qquad (25)$$

atunci densitatea relativă δ_r este dată de relația

$$\delta_r = \frac{m}{m_0} = \frac{\delta_a}{e_{4^\circ}}. \qquad (26)$$

Densitatea apei la temperatura de 4°C are valoarea $e_{4^\circ} = 0{,}999\,973$ g/cm^3, ceea ce arată că pentru scopurile practice ale prospecțiunii gravimetrice, valorile densității absolute și a densității relative pentru o aceeași substanță pot fi considerate identice.

Densitatea absolută se exprimă în g/cm^3; densitatea relativă este însă fără dimensiuni, deoarece reprezintă raportul a două densități absolute. Deoarece valoarea numerică a acestor două feluri de densități este practic aceeași, se obișnuiește în mod curent a se exprima densitatea în g/cm^3, chiar dacă deter-

minarea valorii acesteia s-a făcut printr-o metodă relativă, deoarece în modul acesta apare mai bine sensul fizic al acestei mărimi.

Rocile și formațiunile geologice fiind substanțe naturale cu structură și textură variabilă, în legătură cu densitatea acestora au fost introduse cîteva noțiuni particulare, și anume:

— *Densitatea minerală* (δ_m), care reprezintă masa unității de volum a substanței minerale din rocă.

— *Densitatea naturală* (δ_n), care reprezintă masa unității de volum a rocii luate în totalitatea ei.

Rocile și formațiunile geologice nu reprezintă în general substanțe continue. În cea mai mare parte ele sînt constituite din elemente ale aceleiași substanțe sau elemente ale unor substanțe minerale diferite, cu granulația variabilă, cimentate între ele printr-o altă substanță și prezentînd spații între granule, goale sau umplute cu un fluid oarecare, cum ar fi, de exemplu, apă, petrol, gaze, bioxid de carbon, aer etc. Densitatea minerală definește numai densitatea granulelor minerale și a cimentului dintr-o rocă, în timp ce densitatea naturală se referă la roca în starea naturală în care ea se prezintă.

— O altă noțiune legată de roci și formațiuni geologice este *porozitatea* (p). Aceasta reprezintă procentul de volum neocupat de substanța minerală din volumul total al unei roci. Dacă se notează cu v_l volumul golurilor și cu v volumul unei probe dintr-o rocă, atunci porozitatea este dată de relația

$$p = \frac{v_l}{v} \cdot \qquad (27)$$

Între aceste trei mărimi există următoarea relație de interdependență. Dacă masa minerală a unui volum v dintr-o rocă este $m_m = \delta_m \cdot (v - v_l)$, iar masa fluidului de densitate δ_f care ocupă spațiul lacunar de volum v_l este $m_f = \delta_f \cdot v_l$, atunci masa naturală a volumului de rocă este:

$$m_n = \delta_n \cdot v = m_m + m_f = \delta_m \cdot (v - v_l) + \delta_f \cdot v_l, \qquad (28)$$

din care rezultă

$$\delta_n = \delta_m - p \cdot (\delta_m - \delta_f). \qquad 29)$$

1. METODE PENTRU DETERMINAREA DENSITĂȚII

Densitatea rocilor sau formațiunilor geologice poate fi determinată prin mai multe metode. Dintre acestea, cele mai folosite în legătură cu prospecțiunea gravimetrică sînt următoarele:

1.1. **Metode directe** sau **metode de laborator**, care se bazează pe determinarea densității la probe de roci colectate din deschideri de suprafață, sonde, lucrări miniere etc. Printre acestea sînt:

a) *Metoda măsurătorilor de greutate și volum*. Densitatea unei probe de rocă prin această metodă se determină cu ajutorul relației (23), evaluînd masa probei prin cîntărirea ei cu o balanță de precizie și volumul ei cu ajutorul unui vas gradat prin imersarea în apă distilată. Dacă materialul din care este

constituită proba este solubil în apă distilată, atunci se folosesc alte lichide pentru evaluarea volumului acesteia, cum ar fi alcoolul, toluolul, uleiurile sau o soluție saturată din aceeași substanță.

b) *Metoda prin cîntărire în aer și în apă.* La această metodă este determinată mai întîi masa m_0 a unei probe prin cîntărirea ei cu o balanță de precizie. Apoi, proba este suspendată cu ajutorul unui fir subțire de partea inferioară a platanului unei balanțe și imersată într-un vas cu apă distilată. În această situație se procedează la o nouă cîntărire, determinîndu-se masa m_1 a probei în apă. Volumul probei fiind v, densitatea acesteia δ, iar densitatea apei 1, se poate scrie

$$m_0 = \delta \cdot v \quad (30$$

$$m_1 = (\delta - 1) \cdot v. \quad (31)$$

Făcînd diferența

$$m_0 - m_1 = \delta \cdot v - (\delta - 1) \cdot v = v \quad (32)$$

și înlocuind valoarea lui v din relația (32) în relația (30), se obține final:

$$\delta = \frac{m_0}{m_0 - m_1}. \quad (33)$$

Dacă se folosesc alte lichide decît apa, valoarea densității date de relația (33) trebuie înmulțită cu densitatea acestora.

Este de remarcat că valorile densității obținute prin metoda măsurătorilor de greutate și volum sînt valori absolute, în timp ce metoda prin cîntărire în aer și în apă furnizează valori relative a densității.

Metodele directe de determinare a densității rocilor și formațiunilor geologice prezintă dezavantajul că între momentul în care proba este ruptă din strat și momentul în care este făcută determinarea densității ei, densitatea poate să varieze îndeosebi datorită modificării gradului de umiditate al probei. Pentru aceasta se iau precauțiuni speciale de ceruire sau parafinare a probelor, imediat ce sînt rupte din strat.

Un al doilea dezavantaj pe care îl prezintă folosirea acestor metode de determinare a densității este reprezentat de faptul că proba fiind ruptă din strat, este scoasă de sub influența presiunii litostatice care îi modifică densitatea. Pentru probele scoase din strate de adîncime, valoarea densității astfel determinată este deci diferită de densitatea reală a rocilor (în loc), care creează contrastele de masă din subsol și se manifestă la suprafață sub formă de anomalii gravimetrice.

În sfîrșit, un al treilea dezavantaj important îl constituie faptul că valorile densității determinate pe această cale nu sînt semnificative pentru un tip de rocă sau o formațiune geologică decît dacă reprezintă media unui număr mare de determinări, efectuate pe probe caracteristice, ale tuturor variațiilor de facies și ale tuturor condițiilor fizico-geologice sub care se prezintă acestea în natură. În legătură cu aceasta este necesar de precizat că probele din formațiuni sau din roci de suprafață, care în general sînt supuse unui proces de alterare sub acțiunea agenților externi, nu este bine să participe prin valorile densității lor la calculul densității medii, în astfel de cazuri fiind necesar a colecta probele din *roca vie*, adică de sub zona superficială alterată.

Toate aceste dezavantaje fac ca metodele de determinare directă a densităţii rocilor sau formaţiunilor geologice să fie folosite limitativ în problemele de prospecţiune gravimetrică.

În prospecţiunea gravimetrică, densitatea rocilor sau formaţiunilor geologice interesează în două cazuri, şi anume: în legătură cu rocile de adîncime şi în legătură cu cele de suprafaţă.

În legătură cu rocile sau formaţiunile de adîncime a căror grosime, extindere laterală şi poziţie geometrică creează contrastele de masă care produc anomaliile gravimetrice cartate la suprafaţa pămîntului, interesează nu atît valorile absolute ale densităţii acestora cît contrastele de densitate, adică diferenţele de densitate care apar între ele. Pentru aceste contraste de densitate, metodele directe de determinare a densităţii sînt probabil suficient de bune, deoarece se poate considera că prin efectuarea diferenţelor, influenţa factorilor specificaţi mai sus este în cea mai mare parte eliminată. Pentru acest motiv, la interpretarea geologică a anomaliilor gravimetrice sînt folosite cu succes valorile de densitate determinate prin metode directe.

În legătură cu rocile sau formaţiunile geologice de suprafaţă, densitatea interesează pentru efectuarea unor reduceri a efectelor de atracţie a maselor de suprafaţă, la calculul cărora intervine valoarea absolută a acesteia. Pentru acest scop, valorile determinate prin metodele directe nu mai sînt convenabile, deoarece abaterile acestora de la valorile reale datorite factorilor specificaţi anterior se fac resimţite.

1.2. **Metode indirecte.** Aceste metode folosesc determinarea densităţii rocilor sau formaţiunilor geologice pe bază de măsurători gravimetrice sau de măsurători ale altor parametri fizici naturali. Dintre acestea, cele mai importante sînt următoarele:

a) *Metoda profilurilor gravimetrice pe sol.* La această metodă se determină valoarea densităţii pentru care anomalia cîmpului gravităţii în reducerea *Bouguer* nu prezintă nici o corelaţie cu aspectul reliefului sau valoarea densităţii pentru care relieful produce variaţii a cîmpului gravităţii egale cu cele măsurate. Aceste determinări se execută o dată cu efectuarea pe teren a prospecţiunilor gravimetrice şi furnizează valori de densitate aparentă $\delta_{,p}$ a rocilor de suprafaţă la precizia necesară, dacă au fost satisfăcute condiţiile specifice de aplicabilitate a acestor metode.

Printre condiţiile de aplicabilitate, cele mai importante sînt existenţa unor variaţii de relief şi inexistenţa unor anomalii gravimetrice produse de o distribuţie anomală de masă din subsol.

b) *Metoda sondajelor gravimetrice.* Această metodă se bazează pe măsurători de cîmp a gravităţii executate în puţuri de extracţie a minelor sau galerii suprapuse, care se află la diferite orizonturi în subsol sau mai nou chiar în găuri de sondă. Prin aceasta se obţine o variaţie a cîmpului gravităţii de-a lungul unui profil vertical, care străbate o serie de formaţiuni geologice de diferite densităţi. Abaterea de la valoarea normală a acestei variaţii, care este funcţie de gradientul vertical al gravităţii, trebuie să fie egală cu atracţia maselor rocilor străbătute, care, la rîndul ei, este funcţie de densitatea acestora. Exprimînd matematic această egalitate şi rezolvînd în raport cu densitatea se obţine o relaţie simplă din care se poate determina valoarea acesteia.

Metoda aceasta prezintă avantajul că permite determinarea atît a densităților medii pe diferite grosimi a pachetelor de roci cît și a variației densității cu adîncimea (folosind valorile determinate a densității pentru fiecare pachet situat între două puncte succesive de măsurare); este însă limitată de existența posibilităților efectuării unor astfel de sondaje, în speță de existența unor mine.

c) *Metoda bazată pe carotajul radioactiv.* În ultima vreme se experimentează o altă metodă indirectă de determinare a densității rocilor și formațiunilor geologice, bazată pe carotajul radioactiv (γ—γ). Aplicarea acestei metode va permite calculul variației continue a densității de-a lungul tuturor găurilor de sondă la care există astfel de carotaje radioactive.

Metodele indirecte de determinare a densității prezintă marele avantaj că furnizează valori ale densității rocilor *in loc*, adică în condițiile fizico-geologice reale, respectiv în condițiile lor de zăcămînt.

Variația valorilor densității rocilor și formațiunilor geologice din natură este limitată. În cele ce urmează reproducem, după Heiland (1946), cîteva valori și domenii de variație pentru principalele tipuri de corpi minerali și roci din natură.

Tabelul 1

Corpi minerali în roci sedimentare		*Elemente și compuși în zăcăminte metalifere*	
sare, gips	2,14—2,24 g/cm³	aur	15,60—19,40 g/cm³
cărbune	1,26—1,33 g/cm³	magnetit	4,90— 5,20 g/cm³
petrol	0,60—0,90 g/cm³	galenă	7,40— 7,60 g/cm³
bauxită	2,30—2,40 g/cm³	pirită	4,90— 5,20 g/cm³
		cromit	4,30— 4,40 g/cm³
		baritină	4,30— 4,70 g/cm³
Roci sedimentare		*Roci metamorfice*	
aluviuni, soluri	1,50—2,00 g/cm³	amfibolite	2,91— 3,04 g/cm³
loess	1,40—1,50 g/cm³	serpentine	2,80— 3,10 g/cm³
nisipuri	1,40—1,90 g/cm³	filite	2,68— 2,80 g/cm³
grezii	2,50—2,72 g/cm³	micașisturi	2,39— 2,87 g/cm³
pietrișuri	2,50 g/cm³	gneisse	2,59— 3,00 g/cm³
conglomerate	2,35—2,38 g/cm³	calcare metamorfice	2,63— 2,87 g/cm³
calcare	2,68—2,84 g/cm³	grauwacke	2,60— 2,70 g/cm³
dolomite	2,80 g/cm³		
marne	2,12—2,57 g/cm³		
argile	2,15—2,46 g/cm³		
Roci eruptive			
granite	2,56—2,74 g/cm³	diabaze	2,73— 3,12 g/cm³
sienite	2,60—2,95 g/cm³	porfirite	2,62— 2,93 g/cm³
diorite cuarțifere	2,62—2,90 g/cm³	porfire cuarțifere	2,55— 2,73 g/cm³
diorite	2,72—2,99 g/cm³	bazalte	2,74— 3,21 g/cm³
peridotite	2,78—3,37 g/cm³	andezite	2,44— 2,80 g/cm³
gabbrouri	2,89—3,09 g/cm³	dacite	2,35— 2,79 g/cm³

Din studiul datelor înscrise în tabelul de mai sus se pot desprinde cîteva observații cu privire la factorii care influențează densitatea rocilor și formațiunilor geologice.

La rocile *eruptive*, densitatea este funcție de conținutul lor în SiO_2. Pentru aceasta, rocile eruptive acide sînt mai puțin dense decît cele bazice. De ase

menea, densitatea rocilor eruptive este funcție de modul de cristalizare și de mărimea cristalelor, precum și de conținutul în material amorf.

La rocile *metamorfice*, densitatea este funcție de gradul de metamorfism. Rocile *katazonale* sînt mai dense decît cele *mezozonale*, care la rîndul lor sînt mai dense decît cele *epizonale*. De asemenea, densitatea acestor roci depinde de natura rocilor eruptive sau sedimentare care stau la originea lor.

In cazul rocilor *sedimentare*, densitatea este influențată de o serie de factori, dintre care cei mai importanți sînt: natura mineralogică a elementelor care constituie roca, porozitatea, natura și conținutul în fluidele care ocupă spațiul lacunar, gradul de consolidare și natura elementelor de legătură, gradul de compacticitate care este o funcție directă de adîncimea la care se găsește roca etc. Din aceste motive, densitatea pentru același tip de rocă sedimentară variază, în general, de la o regiune la alta sau de la o adîncime la alta, în limite mai largi decît densitatea rocilor metamorfice sau chiar eruptive.

2. CONTRASTE DE DENSITATE ȘI DE MASĂ

Așa cum s-a specificat, în prospecțiunea gravimetrică de o deosebită importanță sînt contrastele de densitate.

Acestea apar datorită anizotropiei, din punctul de vedere fizic, al rocilor sau formațiunilor geologice și se exprimă ca diferența densităților acestora. În acest sens, contrastul de densitate între două pachete de roci cu densitate δ_1, respectiv δ_2, se notează

$$\Delta\delta = \delta_1 - \delta_2 . \tag{34}$$

Contrastele de densitate nu prezintă însă interes în prospecțiunea gravimetrică, decît dacă rocile între care apar astfel de contraste ocupă volume importante în subsol și se găsesc la adîncimi relativ reduse. În acest caz apar contraste de masă

$$\Delta M = \Delta\delta \cdot v, \tag{35}$$

exprimate de contrastul de densitate înmulțit prin volum.

În figura 8 este exemplificat cazul realizării contrastului de masă între masa unui masiv de sare diapir, de densitate δ_1, și masa rocilor terigene în care acesta este inclus, de densitatea medie δ_2.

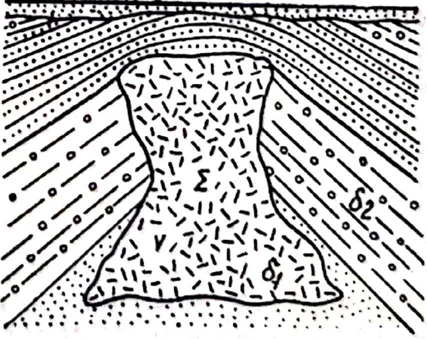


Fig. 8. Realizarea contrastului de masă în cazul unui masiv de sare.

Cum contrastele de densitate pot fi pozitive sau negative, din relația (35) rezultă că și contrastele de masă pot fi pozitive sau negative. Acest mod de exprimare nu este corect, deoarece din punct de vedere fizic nu are sens să se vorbească despre mase materiale negative. Din cauza aceasta se folosește în mod curent termenul de *masă anomală* sau *masă relativă* în locul termenului de contrast de masă. Astfel, contrastului de masă negativ îi

corespunde un *deficit de masă*, iar contrastului de masă pozitiv un *exces de masă*, ambele anomale față de masa mediului înconjurător.

Contrastele de densitate nu corespund decît întîmplător limitelor geologice; ele pot apărea fie între pachete de roci din cadrul unei aceleiași formațiuni geologice, fie între pachete de formațiuni geologice de vîrstă diferită, însă constituite din roci cu densitate comparabilă ca valoare. Din această cauză și contrastele de masă sînt realizate în situații geologice corespunzătoare.

În general, situațiile geologice în care apar contraste de masă interesante pentru prospecțiunea gravimetrică, adică în măsură să producă anomalii gravimetrice cartabile la suprafața pămîntului, sînt limitate. La prima vedere se pot distinge patru tipuri de astfel de situații geologice mai importante, și anume:

a) Contraste de masă create de creșterea continuă a densității cu adîncimea de-a lungul coloanei aceleiași formațiuni geologice, datorită creșterii continue a presiunii litostatice. Este cunoscut faptul că, sub acțiunea presiunii litostatice, rocile devin mai compacte pe măsură ce avansăm în adîncime și acest lucru este însoțit de o creștere a densității acestora. Din acest motiv, chiar în interiorul unei aceleiași formațiuni geologice, constituită din același tip de rocă, densitatea este o funcție crescătoare cu adîncimea. Acest lucru creează contraste de masă chiar în cuprinsul aceleiași formațiuni geologice, care, atunci cînd există și deformări tectonice a formațiunilor, produc anomalii gravimetrice.

b) Contraste de masă datorite variațiilor laterale de facies în cadrul aceleiași formațiuni geologice sau datorită aflorării progresive a diverselor formațiuni către marginea bazinelor de sedimentare, combinate cu deformări tectonice sau schimbări a nivelului de eroziune.

În general, nici o formațiune geologică în dezvoltarea ei laterală, mai ales dacă se întinde pe suprafețe mari, nu-și păstrează riguros faciesul petrografic. Din cauza condițiilor diferite de sedimentare în bazinele mari, faciesurile, în general, *detritice* către marginea bazinelor trec progresiv către faciesuri *pelitice* spre centrul acestora. Un exemplu caracteristic în acest sens îl constituie *ponțianul* care, avînd grosimi mari și fiind constituit din marne compacte în regiunea petroliferă Ploiești-Tîrgoviște, se subție progresiv în dezvoltarea lui către vest, prezentîndu-se în nordul Olteniei sub un facies de marne nisipoase și nisipuri marnoase, cu intercalații de nisipuri. De asemenea, formațiunile geologice care conțin intercalații stratiforme sau lenticulare din alte roci prezintă variații frecvente în dezvoltarea lor laterală și în ceea ce privește dimensiunile și în ceea ce privește frecvența acestor intercalații.

Un alt caz de variație laterală de facies îl constituie aflorarea diverselor formațiuni constituite din diferite tipuri de roci. Acest lucru apare frecvent la marginea bazinelor de sedimentare sau în zonele în care au avut loc procese de transgresiune sau regresiune marină. În astfel de cazuri, prospecțiunea gravimetrică pune adesea în evidență astfel de contraste de masă, care produc așa-numitele „anomalii de cap de strat", anomalii gravimetrice caracteristice prin dimensiunea lor mică și intensitate variabilă, în funcție de valoarea contrastului de masă care le produce, dar care se recunosc lesne ca anomalii cu cauză superficială.

c) Contraste de masă datorite variaţiei densităţii pe coloana stratigrafică, în funcţie de tipurile de roci care o compun, variaţie asociată de asemenea cu deformări tectonice. Schimbarea de caracter petrografic a rocilor care compun coloana stratigrafică în orice punct pe suprafaţa pămîntului este generală în natură, indiferent de natura rocilor (sedimentare, cristaline sau eruptive). Aceste schimbări de facies petrografic aduc după sine apariţia de contraste de densitate, care, la rîndul lor, creează în multe cazuri contraste de masă.

Cauza principală a apariţiei în natură a contrastelor de masă o constituie însă *deformările tectonice* ale formaţiunilor geologice în toate cele trei cazuri specificate mai sus. Să luăm spre exemplificare cazul simplu al unei stratificaţii orizontale, constituită dintr-o succesiune de pachete de roci cu caracter petrografic diferit, între care apar contraste de densitate, şi o dată cu acestea, contraste de masă. Cum contrastele de masă se manifestă pe verticală, însă rămîn constante în dezvoltarea laterală din cauza caracterului orizontal al stratificaţiei, la suprafaţă nu se va înregistra nici o variaţie a cîmpului gravităţii. Dacă însă o astfel de stratificaţie este tectonizată într-o anumită zonă (cutare anticlinală, faliere, flexurare etc.), atunci în zona respectivă va apare unul sau mai multe contraste de masă, datorită schimbării de poziţie geometrică a stratificaţiei, şi ca urmare a acestui fapt cîmpul gravităţii va pune în evidenţă o anomalie.

d) Contraste de masă datorite prezenţei unor depozite de minerale sau roci de alt tip în cuprinsul formaţiunilor geologice. În această categorie se încadrează masivele de sare, injecţiunile de roci eruptive în cuprinsul formaţiunilor sedimentare, zăcămintele metalifere sub formă de lentile de segregaţie magmatică sau filoane în cuprinsul depozitelor de roci eruptive sau cristaline etc.

Prospecţiunea gravimetrică funcţionează cu mai mult succes în cazul în care în regiunea de prospectat există un singur contrast de masă. Ea funcţionează cu destul succes şi în cazurile în care în subsol există două sau chiar mai multe contraste de masă; în astfel de cazuri însă interpretarea anomaliilor obţinute este mai complicată, deoarece ele reprezintă efectul cumulat al mai multor contraste de masă.

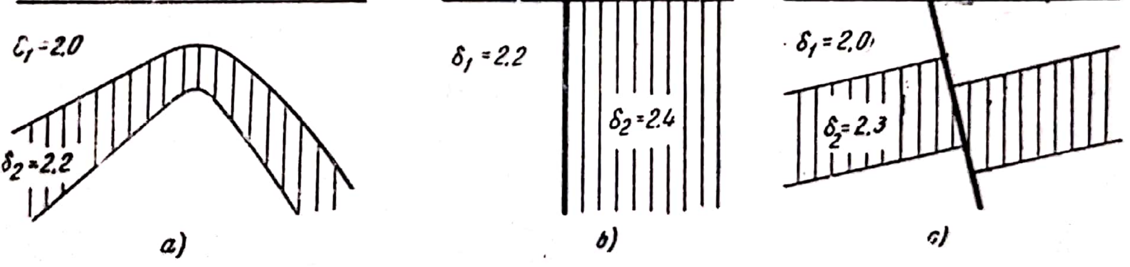


Fig. 9. Exemple de tipuri de contrast de masă care pot produce anomalii gravimetrice.

Contrastele de masă se pot prezenta în natură sub mai multe tipuri, corespunzătoare tipurilor de contraste de densitate respective.

În figura 9 sînt prezentate pentru exemplificare cîteva tipuri de contraste de masă care se realizează în natură:

— Contrast de masă produs de un sîmbure simplu sau demultiplicat. Acest caz este caracterizat prin variaţia adîncimii contrastului de densitate de la

un punct la altul pe un profil situat la suprafaţa solului şi este realizat îndeosebi la structurile geologice de tipul anticlinalelor; o variaţie de acelaşi tip a contrastului de densitate se realizează la monocline sau în cazul efilării sau aflorării stratelor către marginea bazinelor de sedimentare. O exemplificare a acestui caz pentru structurile de tip anticlinal este dată în figura 9, *a*.

— Contrast de masă produs de un contact stratigrafic sau tectonic. Acest caz este caracterizat prin treceri brusce în suprafaţă de la roci cu o anumită densitate la altele cu o densitate diferită şi este realizat îndeosebi în cazul contactelor geologice dintre roci sedimentare sau cristaline şi eruptive, sedimentare şi cristaline sau eruptive de diverse tipuri, între ele. Un exemplu este dat în figura 9, *b*.

— Contrast de masă produs de falieri simple sau demultiplicate, în serii orizontale sau înclinate. Acesta conţine o variaţie a contrastului de densitate atît în adîncime cît şi în suprafaţă şi este realizat la falii, flexuri, încălecări sau alte tipuri de accidente tectonice asemănătoare. O exemplificare a acestui caz este prezentată de figura 9, *c*.

Este evident că natura, cu toate posibilităţile ei variate de prezentare a elementelor geologice, nu poate fi încadrată în mod simplu în cîteva tipuri, chiar dacă acestea au numai un caracter didactic. În realitate avem de-a face cu combinaţii variate şi multiple ale acestor tipuri majore, care la o analiză atentă se găsesc prezente în majoritatea cazurilor.

În încheierea acestor consideraţii asupra caracteristicilor fizico-geologice pe care se bazează prospecţiunea gravimetrică a subsolului dăm cîteva valori numerice cu privire la densitatea principalelor roci sau formaţiuni geologice din R.P.R.

Tabelul 2

A. *Densitatea medie a principalelor tipuri de roci sedimentare şi cristaline din R.P.R.*

Epocă	*Etaj*	*Felul rocii*	*Densitatea*
Pliocen	Levantin	Nisipuri	1,91
		Gresii	2,34
		Marne	2,02
		Argile	1,95
		Pietrişuri	2,37
	Dacian	Nisipuri	2,01
		Gresii	2,46
		Marne	2,15
		Argile	1,98
	Ponţian	Nisipuri	1,96
		Gresii	2,43
		Marne	2,31
	Meoţian	Nisipuri	1,99
		Gresii	2,46
		Marne	2,22
		Argile	2,29

(continuare Tabelul 2)

Epocă	*Etaj*	*Felul rocii*	*Densitatea*
Miocen	Sarmaţian	Nisipuri	1,96
		Gresii	2,46
		Marne	2,25
		Calcare	2,56
		Tufuri	1,81
	Tortonian	Nisipuri	1,99
		Gresii	2,44
		Marne	2,28
		Brecia sării	2,10
	Helveţian	Nisipuri	2,06
		Gresii	2,48
		Marne	2,36
		Argile	2,26
		Brecia sării	2,22
	Burdigalian	Gresii	2,48
		Marne	2,34
		Conglomerate	2,50
	Acvitanian	Nisipuri	1,88
		Gresii	2,46
		Marne	2,33
		Gipsuri	2,20
		Brecia sării	2,28
Oligocen		Nisipuri	2,09
		Gresii	2,40
		Marne	2,35
		Argile	2,27
		Calcare	2,45
Eocen		Nisipuri	2,08
		Gresii	2,48
		Marne	2,36
		Şisturi marnoase	2,46
		Şisturi argiloase	2,39
		Calcare	2,54
		Conglomerate	2,53
Cretacic	Senonian	Nisipuri	2,16
		Gresii	2,44
		Marne	2,37
		Argile	2,23
		Conglomerate	2,40

(continuare Tabelul 2)

Epocă	*Etaj*	*Felul rocii*	*Densitatea*
Cretacic	Turonian	Nisipuri Gresii Marne Conglomerate	2,18 2,46 2,40 2,35
	Cenomanian	Gresii Marne Conglomerate	2,51 2,39 2,40
	Albian	Gresii Marne Calcare	2,57 2,44 2,61
	Barremian	Gresii	2,30
Triasic		Gresii Şisturi marnoase Calcare	2,46 2,32 2,62
Permo-carbonifer		Şisturi violacee (Strate de Carapelit)	2,52
Devonian		Calcare Cuarţite Şisturi cuarţitice	2,60 2,60 2,58

B. *Densitatea medie a principalelor tipuri de roci eruptive din R.P.R.*

Felul rocii şi regiunea	*Densitatea*
Porfirite de Cîrjelari, Dobrogea	2,60
Diabaze de Niculiţel, Dobrogea	2,70
Ardezit cu hornblendă, Cetatea Devei, Hunedoara	2,58
Melafir, Ruda Mare, Arad	2,84
Bazalt de Racoş, Transilvania	2,88
Granodiorit de Temeşeşti, Arad	2,86
Melafir de valea Hălălişului, Arad	2,96
Melafir de valea Zeldeşului, Arad	2,84
Diabaz de valea Hălălişului, Arad	2,95
Diabaz de Vărădia, Arad	2,96
Granodiorit de valea Bania, Săvîrşin, Transilvania	2,59
Granodiorit banatitic de Săvîrşin, Transilvania	2,75
Banatit bazic cu pirotină, Forotic, Arad	3,06

(Continuare Tabelul 2)

C. *Densitatea medie a unor minereuri metalifere din R.P.R.*

Felul minereului şi regiunea	*Densitatea*
Magnetită cristalizată de Poiana-Ruscăi	5,10
Magnetită amorfă compactă de Ruşchiţa, Banat	4,88
Magnetită în grăunţe de Ocna-de-Fier, Banat	4,58
Magnetită în cloritoşisturi de Ruşchiţa, Banat	2,88
Magnetită de Armeniş, Banat	4,72
Magnetită piritoasă de Moldova Nouă, Banat	3,66
Hematit manganifer de Cîmpul lui Neag, Retezat	5,08
Sideroză limonitizată, cu magnetit, de Armeniş, Banat	2,79
Minereu de mangan de Arşiţa, Iacobeni, Bucovina	3,95

Cunoaşterea densităţii rocilor şi formaţiunilor geologice este de o importanţă capitală pentru explicarea şi interpretarea anomaliilor gravimetrice cartate într-o regiune oarecare.

Valorile densităţii pot fi determinate pe tipuri de roci sau pe tipuri de formaţiuni geologice sau minereuri în zăcăminte. În primul caz este important de ştiut procentul în care fiecare tip de rocă intră în formaţiunea respectivă pentru care trebuie final calculată densitatea medie, deoarece, aşa cum s-a precizat anterior, contrastele de densitate nu sînt semnificative pentru

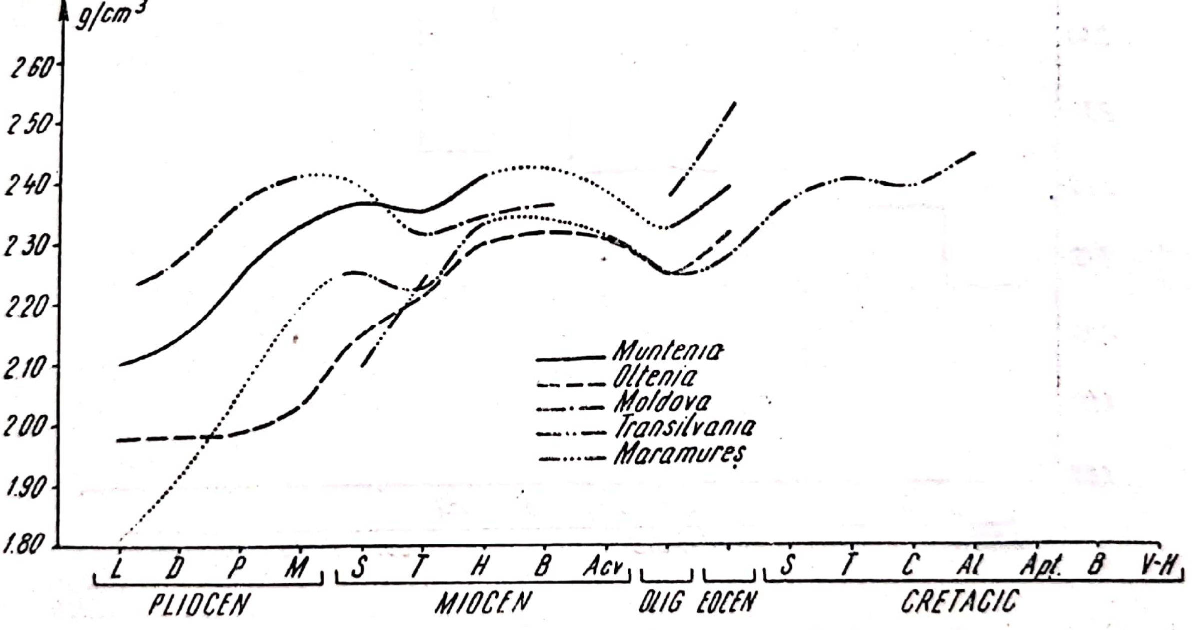


Fig. 10. Variaţia densităţii marnelor din R.P.R., pe regiuni şi etaje geologice.

prospecţiunea gravimetrică, decît dacă acestea realizează contraste de masă; or, contrastele de masă se realizează mai frecvent între formaţiuni geologice, deoarece acestea ocupă volume importante în subsol.

Pentru mai buna cunoaştere a densităţilor şi studiul sistematic al acestora se întocmesc tabele (de felul celui prezentat mai sus) sau grafice.

În figura 10 este prezentat un grafic construit după datele din tabelul 2, în care este pusă în evidenţă variaţia densităţii marnelor din R.P.R. pe regiuni, în funcţie de etajele geologice în care acestea sînt prezente. În această figură, diversele linii (plină, întrerupte etc.) unesc pentru regiunea respectivă valorile densităţii medii a marnelor în etajele geologice în care acestea se găsesc prezente. Liniile punctate reprezintă extrapolarea acestor curbe pentru etajele geologice în care nu sînt prezente marnele. Evident, acestea nu au nici o semnificaţie fizică, însă au fost trasate în scopul de a scoate în evidenţă paralelismul accentuat pe care îl prezintă variaţia densităţii marnelor în funcţie de etajele geologice pentru toate regiunile din R.P.R.

După cum se poate constata cu uşurinţă, densitatea marnelor creşte cu vechimea formaţiunii geologice (de la *pliocen* la *cretacic* inclusiv, pentru care a fost construit graficul), ca urmare a creşterii gradului de compacticitate cu vechimea etajului geologic. Pe această tendinţă de creştere continuă se înregistrează două minime mai importante prezente în toate regiunile, şi anume: una în *tortonian*, datorită probabil faciesului salin al acestuia şi a doua în *oligocen*.

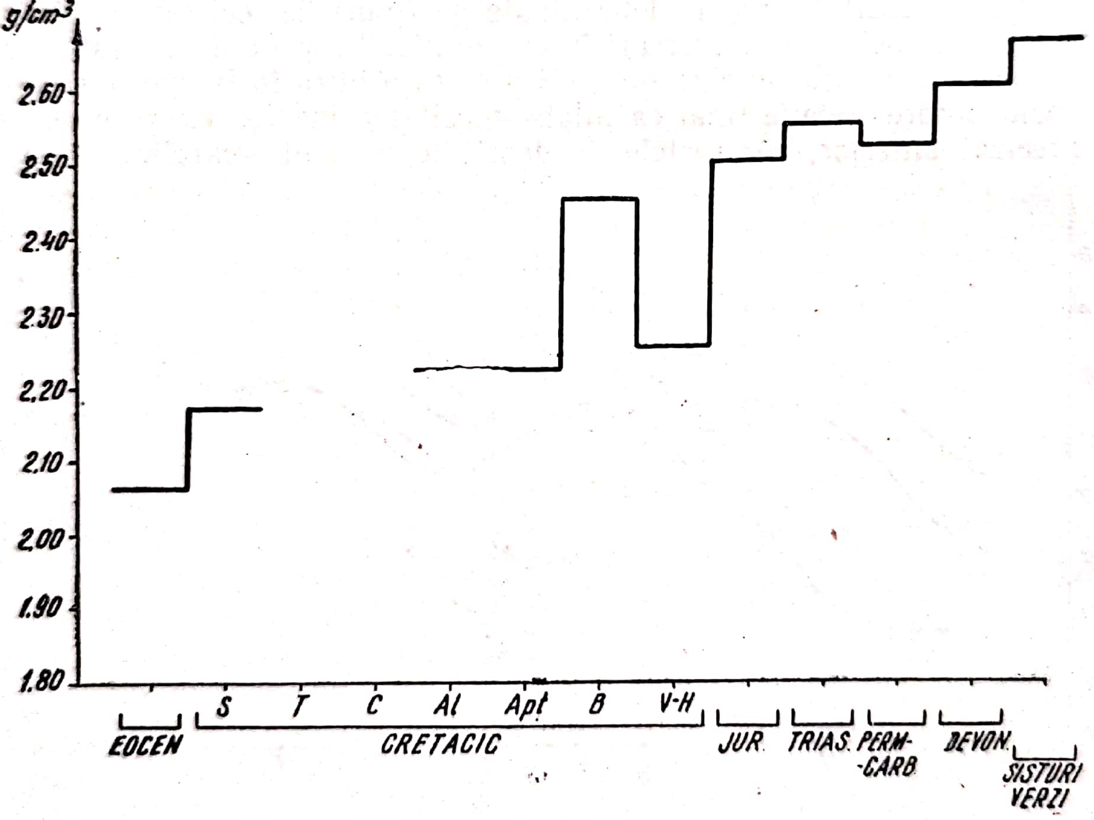


Fig. 11. Densitatea medie a etajelor geologice în Dobrogea.

În figura 11 este prezentat un grafic conţinînd variaţia densităţii medii pe etaje geologice, de la eocen la devonian şi şisturile verzi de vîrstă încă nefixată precis, în Dobrogea, construit după datele lui Costa — Foru [1].

[1] Al. Costa-Foru, *Studiul densităţii rocilor formaţiunilor geologice din regiunile în curs de explorare şi prospectare*, Raport, 1954, Arhiva M.I.P.Ch.

Și din acest grafic se remarcă o creștere progresivă a densității formațiunilor geologice în funcție de vechimea lor. În acest caz, abaterile locale de la legea generală, cum ar fi, de exemplu, creșterea mare a densității *barremianului*, trebuie căutată în tipul de roci care constituie etajul respectiv.

Astfel de tabele și grafice sînt de un ajutor prețios și indispensabil la interpretarea anomaliilor gravimetrice.

CAPITOLUL III

POTENȚIALUL MAGNETIC ȘI DERIVATELE LUI

Magnetismul este o proprietate a materiei care caracterizează anumite corpuri sau substanțe din natură și poate fi la unele din ele o proprietate naturală, iar la altele o proprietate cîștigată în mod artificial prin intervenția noastră. În baza celor de mai sus se pot distinge două categorii de substanțe cu proprietăți magnetice, după cum se va vedea în cele ce urmează:

1. MAGNETUL PERMANENT

În natură există corpi care posedă proprietatea naturală de a atrage alți corpi constituiți din fier sau substanțe feroase. Corpii care posedă o astfel de proprietate particulară poartă numele de *magneți permanenți* sau *magneți naturali*.

Dacă se taie o bucată în formă de bară dintr-un astfel de magnet permanent, se constată că atracția maximă pe care o exercită aceasta asupra fierului sau a substanțelor feroase se manifestă în vecinătatea extremităților ei. Prin experiența clasică a spectrului magnetic (folosind pilitură de fier împrăștiată pe o bucată de carton așezată deasupra unei bare magnetice) se constată că liniile de forță ale cîmpului produs de acest magnet în exterior se îngrămădesc în regiunile din vecinătatea extremităților. Aceste regiuni în care se manifestă atracția maximă a magnetului permanent poartă

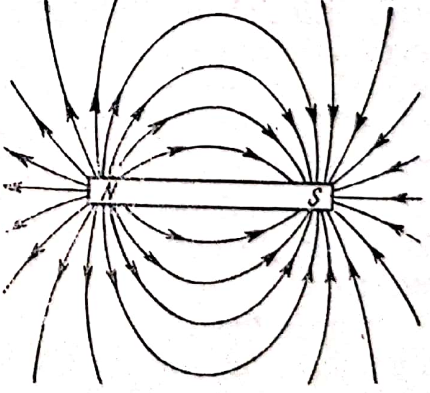


Fig. 12. Magnet permanent în formă de bară și liniile de forță ale cîmpului magnetic pe care acesta îl produce.

numele de poli magnetici. La un astfel de magnet permanent, în formă de bară, distanța dintre polii magnetici este 5/6 din lungimea acestuia.

Un magnet permanent în formă de bară are întotdeauna o pereche de poli.

Dacă o bară magnetică este suspendată liber la mijlocul ei de un fir, astfel ca să oscileze în plan orizontal, după un număr oarecare de oscilații se va stabiliza în poziția de echilibru, luînd o direcție apropiată de direcția meridianului geografic în punctul respectiv. Polii magnetici ai magnetului permanent în formă de bară poartă numele de pol *Nord* sau pol *Sud*, după cum la poziția de echilibru se găsește către polul geografic *Nord*, respectiv către polul geografic *Sud*. Se obișnuiește ca polul magnetic *Nord* să se mai noteze cu +, iar polul magnetic *Sud* cu —. Din cele de mai sus se vede că o bară magnetică are o pereche de poli magnetici de nume (semn) invers.

Forța magnetică. Forța pe care o exercită un magnet permanent asupra unui alt magnet permanent sau asupra unui corp de fier sau substanță feroasă este definită de legea lui *Coulomb*

$$F = C \cdot \frac{P_1 \cdot P_2}{d^2}, \tag{36}$$

care ne arată că între doi poli magnetici de intensitate P_1, respectiv P_2, situați în spațiu la o distanță d, se exercită o forță reciprocă de intensitate F. În relația (36), C reprezintă un coeficient de proporționalitate care nu este constant și a cărui valoare depinde de proprietățile magnetice ale mediului în care sînt situați cei doi poli magnetici. Forța F are întotdeauna direcția dreptei care unește cei doi poli și fiind reciprocă se aplică în ambii poli; ea poate fi o forță de atracție, dacă polii P_1 și P_2 sînt de nume diferit, sau o forță de repulsie, dacă cei doi poli sînt de același nume.

Este de remarcat structura analitică a relației (36), care reprezintă forma matematică a legii lui Coulomb, cu totul comparabilă cu aceea a relației care reprezintă forma matematică a legii lui Newton din gravimetrie; ținînd cont însă de precizările de mai sus apar mari deosebiri din punct de vedere fizic între cele două legi, și anume: dependența valorii forței de caracteristicile fizice ale mediului și existența unor forțe de atracție sau repulsie pentru legea lui Coulomb, în timp ce legea lui N e w t o n definește numai forțe de atracție, a căror valoare în orice mediu s-ar găsi corpurile este funcție numai de masele materiale ale acestor corpuri și de distanța care le separă, coeficientul de proporționalitate fiind o constantă.

În formularea legii lui Coulomb am definit polii magnetici prin intensitatea lor. Se obișnuiește ca acestei caracteristici să i se mai spună și *masă magnetică.*

Cunoscînd legea lui Coulomb, putem preciza acum unitatea de măsură a polului magnetic. Astfel, un pol magnetic are intensitatea (masa magnetică) egală cu 1 unitate CGS, atunci cînd situat la o distanță de 1 cm față de un al doilea pol cu aceeași intensitate (masă magnetică) și într-un mediu nemagnetic (de exemplu aer pentru care $C = 1$), exercită o forță de 1 dină.

Cîmpul magnetic creat în exterior de un pol magnetic de intensitate P este definit ca fiind forța pe care o exercită acest pol asupra unui pol magnetic unitar ($P_0 = 1$), situat într-un punct al spațiului la distanța d. Intensitatea cîmpului magnetic este dată de relația:

$$\mathcal{H} = C \cdot \frac{P}{d^2}, \qquad (37)$$

Fig. 13. Cîmpul magnetic creat de un pol de intensitate P.

relație dedusă nemijlocit din relația (36), în care s-a egalat cu 1 intensitatea unuia din polii magnetici.

Dacă polul P_0 are o intensitate diferită de 1, cîmpul magnetic $\mathcal{H}$ va f evident:

$$\mathcal{H} = \frac{F}{P_0}, \qquad (38)$$

deoarece

$$F = C \cdot \frac{P \cdot P_0}{d^2}. \qquad (39)$$

Unitatea CGS de intensitate a cîmpului magnetic poartă numele de *Oerstedt* și se notează 1 Oe. Ea reprezintă cîmpul creat de un pol magnetic unitar într-un punct situat la distanța de 1 cm, mediul fiind nemagnetic.

Cîmpul magnetic mai poate fi reprezentat și prin liniile de forță ale lui, și în acest caz intensitatea cîmpului va fi definită prin densitatea liniilor de forță pe 1 cm² secțiune perpendiculară pe direcția lor. Unitatea CGS de intensitate a fluxului magnetic poartă numele de Maxwell și se notează 1 Max. Acesta este reprezentat de o densitate de 1 linie de forță pe 1 cm² secțiune în planul perpendicular acesteia, secțiunea fiind situată la distanța de 1 cm față de polul magnetic respectiv.

Din definițiile de mai sus apare evidentă relația de reciprocitate între cele două unități de măsură, care este

$$1\text{Oe} = \text{numărul de Max./1 cm}^2. \qquad (40)$$

Unitatea CGS de intensitate a cîmpului magnetic fiind mare, în prospecțiunea magnetometrică se folosește unitatea practică purtînd numele de gama și care este definită de relația (41)

$$1\gamma = 10^{-5}\,\text{Oe}, \qquad (41)$$

adică 1/100 000 dintr-o unitate CGS.

Moment magnetic. Din cauză că nu există poli magnetici izolați, orice magnet fizic reprezintă un dipol. Mărimea care caracterizează puterea magnetică a unui magnet (dipol) poartă numele de moment magnetic și este definit de:

$$M = P \cdot l, \qquad (42)$$

în care P reprezintă valoarea intensității polilor magnetici, iar l distanța dintre aceștia.

Momentul magnetic M este o caracteristică foarte importantă a unui dipol magnetic și din acest motiv are o largă folosință în problemele de magnetism.

2. MAGNETIZAREA PRIN INDUCȚIE

Un mare număr de corpi sau substanțe din natură, dacă sînt supuse acțiunii unui cîmp magnetic, cîștigă proprietăți magnetice prin fenomenul de *inducție magnetică*, manifestîndu-se în exterior ca niște magneți permanenți.

Proprietățile magnetice astfel cîștigate de către corpul magnetizat prin inducție sînt în directă dependență de cîmpul magnetizant exterior care stă la baza fenomenului de inducție. În acest caz, direcția de magnetizare coincide cu aceea a cîmpului magnetizant, iar intensitatea magnetizării este proporțională cu intensitatea cîmpului magnetizant.

În legătură cu magnetizarea prin inducție sînt definite mai multe mărimi magnetice, și anume:

Intensitatea de magnetizare. Această mărime magnetică se notează cu $\mathfrak{J}$ și reprezintă momentul magnetic al unității de volum din corpul sau substanța magnetizată prin inducție, adică

$$\mathfrak{J} = \frac{M}{v}. \tag{43}$$

Intensitatea de magnetizare este o *mărime vectorială*, avînd aceeași direcție și sens cu cîmpul magnetizant.

În general, corpurile în natură sînt magnetizate neuniform, adică intensitatea de magnetizare are diverse mărimi și direcții în diferite puncte din interiorul corpului. Pentru acest caz, relația (43) nu are semnificație, deoarece intensitatea de magnetizare în diversele puncte reprezintă momentul magnetic al unui centimetru cub din corpul respectiv în acele puncte.

Cînd intensitatea de magnetizare are aceeași direcție, sens și valoare în orice punct al unui corp, se spune despre acesta că este magnetizat uniform. Ipoteza magnetizării uniforme, deși în fapt greu de realizat la corpurile geologice din natură, reprezintă o simplificare importantă pentru interpretarea anomaliilor magnetice cartate prin prospecțiunea magnetometrică și pentru aceasta este adeseori folosită.

Magnetizarea specifică sau *magnetizarea unității de masă*. Această mărime se notează cu σ și reprezintă momentul magnetic al unității de masă, adică:

$$\sigma = \frac{M}{m} = \frac{M}{v \cdot \delta} = \frac{\mathfrak{J}}{\delta}, \tag{44}$$

în care δ este evident densitatea materialului respectiv.

Reprezentînd momentul magnetic al unui gram masă, magnetizarea specifică are aceleași caracteristici ca și intensitatea de magnetizare și care au fost precizate mai sus.

Susceptibilitatea magnetică. Se înţelege prin susceptibilitate magnetică proprietatea pe care o au unele substanţe sau corpuri de a se magnetiza prin inducţie atunci cînd sînt supuse acţiunii unui cîmp magnetizant.

Proprietăţile magnetice pe care le cîştigă un corp prin fenomenul de inducţie magnetică depind în egală măsură de caracteristicile cîmpului magnetizant, ca şi de capacitatea de a se magnetiza pe care o are substanţa respectivă. Susceptibilitatea magnetică reprezintă tocmai măsura acestei capacităţi de magnetizare, diferită de la o substanţă la alta.

Dacă se notează cu $\mathcal{H}$ intensitatea cîmpului magnetizant, $\mathcal{J}$ fiind intensitatea de magnetizare, se poate exprima aceasta din urmă în felul următor

$$\mathcal{J} = k \cdot \mathcal{H}, \tag{45}$$

în care k reprezintă susceptibilitatea magnetică. Din relaţia (45) se deduce imediat valoarea susceptibilităţii magnetice

$$k = \frac{\mathcal{J}}{\mathcal{H}}. \tag{46}$$

Susceptibilitatea magnetică poate fi exprimată ca *susceptibilitatea unităţii de volum* (k), dacă este raportată la unitatea de volum a substanţei şi atunci este definită de relaţia (46), sau poate fi exprimată ca *susceptibilitatea unităţii de masă* (*susceptibilitatea specifică sau coeficientul de magnetizare*), dacă este raportată la unitatea de masă şi atunci este definită de relaţia:

$$k' = \frac{\sigma}{\mathcal{H}} = \frac{\mathcal{J}}{\delta \cdot \mathcal{H}} = \frac{k}{\delta}. \tag{47}$$

Susceptibilitatea magnetică fiind o caracteristică a diferitelor substanţe magnetizabile din natură, poate lua valori foarte variate. În funcţie de valorile susceptibilităţii magnetice, substanţele magnetizabile pot fi împărţite în trei categorii distincte, şi anume:

— *feromagnetice*, pentru care susceptibilitatea magnetică este pozitivă şi are o valoare mare;

— *paramagnetice*, pentru care susceptibilitatea magnetică este pozitivă şi are o valoare mică;

— *diamagnetice*, pentru care susceptibilitatea magnetică este negativă şi are o valoare în general mică.

Substanţele din natură care nu sînt magnetizabile prin inducţie, şi deci pentru care susceptibilitatea magnetică este nulă, poartă numele de *substanţe amagnetice*.

Inducţia magnetică. Corpul care cîştigă proprietăţi magnetice prin fenomenul de inducţie se manifestă la rîndul său ca un magnet, creînd un cîmp magnetic propriu care este legat de intensitatea de magnetizare prin relaţia

$$\mathcal{H}' = 4\pi\mathcal{J}. \tag{48}$$

Acest cîmp $\mathcal{H}'$, care are aceeaşi direcţie cu cîmpul magnetizant $\mathcal{H}$, îşi suprapune efectul cu al acestuia din urmă. Suma acestor două cîmpuri poartă numele de inducţie magnetică şi are expresia

$$B = \mathcal{H} + \mathcal{H}' = \mathcal{H} + 4\pi\mathcal{J}. \tag{49}$$

Ţinînd cont de relaţia (45), se poate scrie:

$$B = \mathcal{H} + 4\pi k\mathcal{H} \tag{50}$$

sau

$$B = (1 + 4\pi k)\cdot\mathcal{H}. \tag{51}$$

Relaţia (51) ne arată că inducţia magnetică este direct proporţională cu cîmpul magnetizant, prin intermediul unui factor de proporţionalitate, care, la rîndul lui, este funcţie de susceptibilitatea magnetică a corpului respectiv.

Se va observa că în afara maselor magnetizate, inducţia magnetică coincide cu cîmpul.

Permeabilitatea magnetică. Factorul de proporţionalitate din relaţia (51) poartă numele de permeabilitate magnetică şi are expresia

$$\mu = 1 + 4\pi k, \tag{52}$$

respectiv,

$$\mu = \frac{B}{\mathcal{H}}. \tag{53}$$

Fiind o funcţie de susceptibilitate magnetică, se poate spune că permeabilitatea magnetică este o altă măsură a capacităţii de magnetizare a unui corp.

Sensul fizic al acestei mărimi a fost definit de Lord Kelvin ca fiind „capacitatea cu care un flux magnetic poate fi stabilit printr-un material".

În cazul particular, cînd un corp este plasat într-un cîmp magnetic uniform, permeabilitatea lui magnetică poate fi definită ca fiind raportul dintre numărul liniilor de forţă care străbat secţiunea corpului şi numărul liniilor de forţă printr-o secţiune identică în aer.

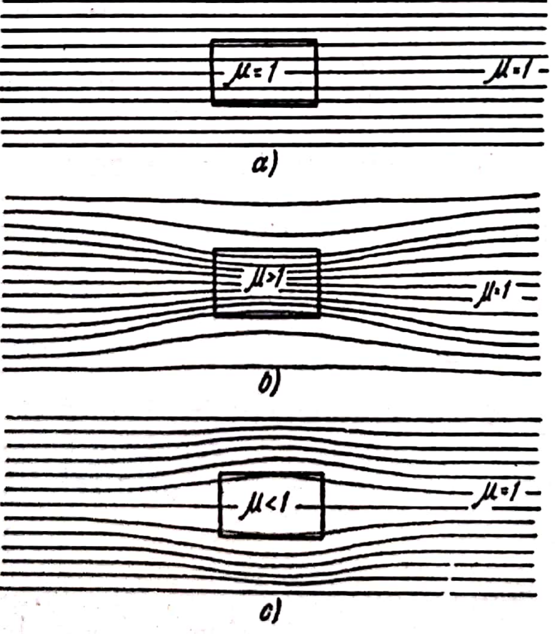


Fig. 14. Efectul unor corpuri cu permeabilităţi magnetice diferite plasate într-un cîmp magnetic uniform, în aer.

În figura 14 este reprezentat efectul unor corpuri cu permeabilităţi magnetice diferite, plasate într-un cîmp magnetic uniform, în aer (pentru care $\mu = 1$).

Pentru cazul în care permeabilitatea magnetică a corpului este de asemenea egală cu 1 ($\mu=1$), liniile de forţă ale cîmpului uniform îşi urmează prin secţiunea corpului nestingherit traiectul lor. Acesta este cazul general al materialelor amagnetice, deoarece se poate constata cu uşurinţă din relaţia (52) că μ nu poate fi egal cu 1 decît dacă k este la rîndul lui egal cu zero.

Pentru cazul în care permeabilitatea magnetică a corpului este mai mare ca 1 ($\mu > 1$), liniile de forţă ale cîm-

pului uniform se îndesesc în interiorul secţiunii corpului. Acesta este cazul general al materialelor paramagnetice şi feromagnetice, lucru care apare clar din relaţia (52), deoarece μ nu poate fi supraunitar decît dacă k are valori pozitive.

Pentru cazul în care permeabilitatea magnetică a corpului este mai mică decît 1 ($\mu < 1$), liniile de forţă ale cîmpului uniform se răresc în interiorul secţiunii corpului. Acesta este cazul general al materialelor diamagnetice, deoarece se poate constata din relaţia (52) că μ nu poate fi subunitar decît în cazurile în care k are valori negative.

Din cele precizate pînă acum se poate constata că mărimea fizică care caracterizează cel mai corect magnetizarea prin inducţie este intensitatea de magnetizare. Cum însă această mărime este o mărime vectorială şi prin aceasta greu de precizat în toate elementele ei, se foloseşte în mod obişnuit pentru definirea proprietăţilor magnetice susceptibilitatea magnetică sau, mai rar, permeabilitatea magnetică. Folosirea acestor mărimi nu exclude însă cunoaşterea, dacă nu riguros cantitativ, măcar aproximativ, a intensităţii de magnetizare, fără de care înţelegerea strict ştiinţifică a fenomenelor nu este posibilă.

În cazul particular al rocilor şi al formaţiunilor geologice, ale căror proprietăţi magnetice diferite reprezintă sursa anomaliilor magnetice cartate prin prospecţiunea magnetometrică, se consideră că în general acestea îşi datorează proprietăţile lor magnetice unui fenomen de inducţie magnetică în cîmpul geomagnetic, care poate fi considerat pentru porţiuni restrînse de pe suprafaţa pămîntului ca un cîmp magnetic uniform. Aceasta s-ar traduce în fapt prin orientarea în cîmpul geomagnetic al granulelor de magnetit (care sînt prezente în dimensiuni şi cantităţi variabile aproape în toate tipurile de roci) în timpul depunerii rocilor sedimentare în marile bazine sau în timpul consolidării magmelor pentru cazul rocilor eruptive.

Această ipoteză simplificatoare este valabilă în multe cazuri din natură şi uşurează foarte mult interpretarea geologică a anomaliilor magnetice obţinute prin prospecţiunea magnetometrică. În acest caz, dacă notăm cu $\mathcal{J}$ intensitatea de magnetizare a rocii şi cu $\mathcal{J}_i$ intensitatea de magnetizare a aceleiaşi roci cîştigată prin inducţie în cîmpul geomagnetic, avem evident satisfăcută relaţia

$$\mathcal{J} = \mathcal{J}_i . \tag{54}$$

Există însă destule cazuri cînd, datorită unor fenomene tectonice, poziţia geometrică a rocilor sedimentare magnetizate prin inducţie în cîmpul geomagnetic, în timpul formării lor, este ulterior modificată şi acestea se remagnetizează în cîmpul geomagnetic. De asemenea, cazul remagnetizării rocilor eruptive datorită diferitelor faze de erupţie şi a caracteristicilor fizico-chimice a magmelor, a condiţiilor termice şi, în special, a temperaturilor acestor magme, sau cazul rocilor metamorfice care suportă diferite cicluri de metamorfism cu tot atîtea remagnetizări etc. În aceste cazuri, în afară de intensitatea de magnetizare $\mathcal{J}_i$, cîştigată prin inducţie în cîmpul geomagnetic, rocile mai posedă o magnetizare remanentă sau permanentă, pe care o notăm cu $\mathcal{J}_p$ şi care reprezintă un rest al magnetizării sau magnetizărilor anterioare inducţiei.

Pentru acest caz vom avea satisfăcută relaţia:

$$\mathcal{J} = \mathcal{J}_i + \mathcal{J}_p . \tag{55}$$

Este de remarcat că relaţia (55) trebuie privită ca o relaţie vectorială, deoarece $\mathcal{J}_p$ poate fi de direcţie şi chiar de sens diferit faţă de $\mathcal{J}_i$.

Trebuie specificat că în acest din urmă caz, interpretarea anomaliilor magnetice obţinute prin cartarea magnetometrică este complicată, deoarece este extrem de greu de precizat care este partea din anomalia studiată care se datorează magnetizării remanente şi care este partea care se datorează magnetizării prin inducţie în cîmpul geomagnetic. Dacă magnetizarea remanentă este mică în raport cu cea indusă, interpretarea geologică a anomaliei în ipoteza simplificatoare specificată mai sus conduce la rezultate destul de valabile.

În caz contrar, interpretarea trebuie făcută cu multă grijă, pentru a ocoli soluţiile eronate care pot apărea foarte uşor şi care, în cazul în care prospecţiunea este urmată de explorare, pot atrage după sine cheltuieli nejustificabile.

3. LEGĂTURA ANALITICĂ DINTRE ANOMALIILE MAGNETICE ŞI GRAVIMETRICE LEGATE GENETIC

Există frecvente cazuri în natură, în care elementele geologice (structuri, accidente tectonice, aglomeraţii de minerale utile) se găsesc atît în contrast de masă cît şi în contrast de intensitate de magnetizare faţă de rocile care constituie mediul înconjurător. În astfel de cazuri, elementele geologice respective vor produce la suprafaţa solului atît anomalii gravimetrice cît şi anomalii magnetice. Aceste anomalii a două mărimi fizice distincte (cîmpul gravităţii şi cîmpul magnetic), care îşi au originea în contraste de proprietăţi fizice diferite ale aceluiaşi element geologic, poartă numele de *anomalii legate genetic*.

Aşa cum cîmpul gravităţii derivă din potenţialul gravităţii, şi cîmpul magnetic derivă dintr-un potenţial magnetic. Legătura dintre aceste două potenţiale, pentru cazul în care un corp se găseşte atît în contrast de masă cît şi în contrast de intensitate de magnetizare faţă de mediul înconjurător, a fost demonstrată de Poisson.

Să notăm cu U potenţialul gravitaţional, produs de un corp de densitate δ, într-un punct oarecare al spaţiului. Dacă acelaşi corp este magnetizat şi intensitatea de magnetizare $\mathcal{J}$ a acestuia are direcţia i în spaţiu, atunci potenţialul magnetic Ω al acestui corp este, după teorema lui Poisson,

$$\Omega = -\frac{\mathcal{J}}{G\cdot\delta}\cdot\frac{\partial U}{\partial i}, \tag{56}$$

în care G reprezintă constanta atracţiei universale.

Se vede în relaţia (56) că potenţialul magnetic Ω este egal cu cîmpul gravitaţional după direcţia intensităţii de magnetizare, multiplicat cu un factor negativ care conţine cei doi parametri fizici $\mathcal{J}$ şi δ, precum şi constanta atracţiei universale.

Cîmpul magnetic după o direcţie oarecare s din spaţiu va fi reprezentat de derivata cu semn schimbat a potenţialului magnetic după acea direcţie.

Derivînd relația (56) după direcția s și ținînd cont de semn, vom obține expresia cîmpului magnetic

$$\frac{\partial \Omega}{\partial s} = \frac{\mathcal{J}}{G \cdot \delta} \cdot \frac{\partial}{\partial s}\left(\frac{\partial U}{\partial i}\right), \tag{57}$$

relație care mai poate fi scrisă sub forma

$$\frac{\partial \Omega}{\partial s} = \frac{\mathcal{J}}{G \cdot \delta} \cdot \frac{\partial^2 U}{\partial s \cdot \partial i}. \tag{58}$$

Relația (58) poate fi pusă de asemenea sub forma echivalentă

$$\frac{\partial \Omega}{\partial s} = \frac{\mathcal{J}}{G \cdot \delta} \cdot \frac{\partial U}{\partial s}\left[\frac{\partial U}{\partial x} \cdot \frac{\partial x}{\partial i} + \frac{\partial U}{\partial y} \cdot \frac{\partial y}{\partial i} + \frac{\partial U}{\partial z} \cdot \frac{\partial z}{\partial i}\right] \tag{59}$$

sau grupînd altfel termenii

$$\frac{\partial \Omega}{\partial s} = \frac{1}{G \cdot \delta} \cdot \left[\mathcal{J} \cdot \frac{\partial x}{\partial i} \cdot \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \mathcal{J} \cdot \frac{\partial y}{\partial i} \cdot \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} + \mathcal{J} \cdot \frac{\partial z}{\partial i} \cdot \frac{\partial^2 U}{\partial z^2}\right]. \tag{60}$$

Observînd că produsul dintre intensitatea de magnetizare $\mathcal{J}$ și derivatele variabilelor x, y și z, în raport cu direcția i a intensității de magnetizare, nu sînt altceva decît componentele $\mathcal{J}_x$, $\mathcal{J}_y$ și $\mathcal{J}_z$ ale intensității de magnetizare după direcțiile axelor unui sistem cartezian de coordonate, se poate scrie relația explicită care dă valoarea cîmpului magnetic după o direcție oarecare s din spațiu

$$\frac{\partial \Omega}{\partial s} = \frac{1}{G \cdot \delta} \cdot \left[\mathcal{J}_x \cdot \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \mathcal{J}_y \cdot \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} + \mathcal{J}_z \cdot \frac{\partial^2 U}{\partial z^2}\right]. \tag{61}$$

Tot din relația (61) se pot obține componentele, adică proiecțiile cîmpului magnetic pe direcțiile celor trei axe de coordonate ale unui sistem cartezian și care sînt:

$$\begin{aligned}
\frac{\partial \Omega}{\partial x} &= X = \frac{1}{G \cdot \delta} \cdot \left[\mathcal{J}_x \cdot \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \mathcal{J}_y \cdot \frac{\partial^2 U}{\partial x \cdot \partial y} + \mathcal{J}_z \cdot \frac{\partial^2 U}{\partial x \cdot \partial z}\right] \\
\frac{\partial \Omega}{\partial y} &= Y = \frac{1}{G \cdot \delta} \cdot \left[\mathcal{J}_x \cdot \frac{\partial^2 U}{\partial y \cdot \partial x} + \mathcal{J}_y \cdot \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} + \mathcal{J}_z \cdot \frac{\partial^2 U}{\partial y \cdot \partial z}\right] \\
\frac{\partial \Omega}{\partial z} &= Z = \frac{1}{G \cdot \delta} \cdot \left[\mathcal{J}_x \cdot \frac{\partial^2 U}{\partial z \cdot \partial x} + \mathcal{J}_y \cdot \frac{\partial^2 U}{\partial z \cdot \partial y} + \mathcal{J}_z \cdot \frac{\partial^2 U}{\partial z^2}\right].
\end{aligned} \tag{62}$$

Dacă luăm în considerare cazul special în care intensitatea de magnetizare $\mathcal{J}$ are direcția verticală și sensul către în jos, ceea ce este valabil pentru latitudinile nordice de pe suprafața pămîntului, atunci vom avea evident

$$\mathcal{J}_x = \mathcal{J}_y = 0; \qquad \mathcal{J}_z = \mathcal{J}, \tag{63}$$

iar relația a treia din sistemul (62) ne va da valoarea pentru componenta verticală a cîmpului magnetic

$$Z = \frac{\mathcal{J}}{G \cdot \delta} \cdot \frac{\partial^2 U}{\partial z^2}. \tag{64}$$

După cum se poate cu ușurință constata, în această ipoteză componenta verticală a cîmpului magnetic apare ca fiind direct proporțională cu gradientul vertical al cîmpului gravitațional.

Relația (64) are o importanță practică foarte mare, deoarece, în foarte multe cazuri, componenta verticală a cîmpului magnetic este mult mai mare în valoare decît componentele orizontale. Pentru astfel de cazuri se poate face ipoteza că elementele geologice care produc anomaliile magnetice sînt magnetizate vertical sau practic vertical.

Aceasta permite ca în prelucrarea anomaliilor magnetice să se reconstituie cauza anomaliilor, folosind pentru calculul componentei verticale a cîmpului magnetic relația (64). Totul se reduce la a multiplica valoarea gradientului vertical al cîmpului gravitățiii, ușor de calculat pentru distribuții de masă geometrice, cu factorul $\frac{\mathfrak{I}}{G \cdot \delta}$, în care G și δ au valori cunoscute, iar $\mathfrak{I}$ poate fi calculat după relația

$$\mathfrak{I} = \mathfrak{I}_z = k \cdot Z_0, \tag{65}$$

k fiind susceptibilitatea magnetică a corpului de distribuție de masă geometrică, iar Z_0 valoarea componentei verticale normale a cîmpului geomagnetic.

Relația (64) mai prezintă importanță și dintr-un alt punct de vedere. Dacă avem dintr-o cartare geofizică anomaliile cîmpului gravitățiii și a componentei verticale a cîmpului magnetic, atunci putem calcula valoarea raportului $\frac{\mathfrak{I}}{\delta}$, adică a raportului dintre parametrii fizici a elementului geologic care produce anomalii legate genetic. Cunoscînd sau aproximînd valoarea unuia dintre acești parametri fizici (în general a lui δ), se poate obține cu ușurință valoarea celuilalt.

Dacă anomalia magnetică obținută prin cartare nu permite emiterea unei ipoteze simplificatoare ca cea de mai sus, atunci, pe baza teoremei lui P o i s s o n și a relațiilor (62) derivate din ea, se pot calcula cu destulă ușurință componentele cîmpului magnetic pentru corpi geometrici simpli și pentru o intensitate de magnetizare $\mathfrak{I}$ dată.

CAPITOLUL IV

PROPRIETĂȚILE MAGNETICE ALE ROCILOR ȘI FORMAȚIUNILOR GEOLOGICE

Proprietățile magnetice ale rocilor și ale formațiunilor geologice sînt în general dependente de conținutul lor în elemente feromagnetice sau în minerale feromagnetice. Dintre elementele sistemului periodic al lui Mendeleev sînt considerate ca elemente feromagnetice următoarele: *fierul* (Fe), *nichelul* (Ni),

cobaltul (Co) și *gadolinul* (Gd). Mineralele feromagnetice cele mai importante sînt: *magnetita* ($Fe_2O_3 \cdot FeO$), *pirita* (FeS_2), *pirotina* (Fe_nS_{n+1}), *ilmenitul* ($FeO \cdot TiO_2$), *limonita* ($Fe_2O_3 \cdot nH_2O$) și *hematitul* (Fe_2O_3); de asemenea, *titanomagnetita* ($TiO_2 \cdot Fe_3O_4$) și *franklinitul* ((Zn, Mn) Fe_2O_4).

Dintre toate elementele sau mineralele feromagnetice, cea mai mare răspîndire în natură o are însă magnetita, care este prezentă în cantități diferite în aproape toate tipurile de roci cunoscute, fie ele sedimentare, metamorfice sau eruptive.

1. METODE FOLOSITE LA DETERMINAREA SUSCEPTIBILITĂȚII MAGNETICE

Mărimea magnetică cea mai simplu de determinat și care este folosită în mod general pentru definirea valorică a proprietăților magnetice ale rocilor sau formațiunilor geologice este *susceptibilitatea magnetică*. Pentru determinarea valorii acestei mărimi, care reprezintă parametrul fizic de bază al prospecțiunii magnetometrice, pot fi folosite mai multe căi și metode, dintre care indicăm sumar în cele ce urmează principiile pe care se bazează cele mai importante.

1.1. **Metode directe.** Prin această categorie de metode se urmărește determinarea susceptibilității magnetice, folosind probe de roci sau formațiuni geologice colectate din deschideri geologice, sonde, lucrări miniere etc. La rîndul lor, metodele directe se împart și ele în următoarele:

1.1.1. M e t o d e d e l a b o r a t o r. În această grupă intră metodele care folosesc probele de roci sau formațiuni geologice colectate pe teren și la care determinarea susceptibilității magnetice se face după o perioadă oarecare de timp în condiții precise de laborator. Deși precizia determinărilor de laborator poate fi asigurată la o valoare cît mai ridicată, faptul că probele de rocă sînt scoase din condițiile de zăcămînt și determinarea se face după scurgerea unui anumit interval de timp (chiar dacă este numai timpul strict necesar transportului din teren la laborator), în care proba suferă acțiunea agenților exteriori, diverse șocuri mecanice, variații de temperatură etc., nu asigură conservarea valorii originale a susceptibilității magnetice a tipului de rocă din zăcămînt.

Cele mai importante metode din această grupă sînt:

a) *Metoda comparației.* La această metodă se folosește un magnetometru de laborator cu fir de torsiune (un magnet mic în formă de bară sau ac, suspendat orizontal pe un fir de torsiune fixat în centrul său), care are o sensibilitate mare. Deviațiile acestui magnetometru pot fi citite pe o scară Poggendorf, cu ajutorul unui fascicul de lumină reflectat de o oglindă solidară cu firul de torsiune.

Materialul probei de rocă a cărei susceptibilitate magnetică k' trebuie determinată, este sfărîmat și cu acesta se umple o eprubetă, care apoi este plasată la o distanță convenabilă de magnetometru. Sub acțiunea acesteia, magnetometrul va avea o deviație care corespunde unei distanțe d pe scara Poggendorf (d fiind diferența dintre citirile la scara Poggendorf înainte și după acțiunea eprubetei cu probă asupra magnetometrului).

După aceea, eprubeta cu probă este înlocuită cu alta identică (plasată riguros în acelaşi loc), umplută cu un material de susceptibilitate magnetică k'_0 cunoscută. Operaţia anterioară este repetată, determinîndu-se o altă deviaţie d_0.

Valoarea susceptibilităţii magnetice k' este apoi determinată de relaţia:

$$k' = k'_0 \cdot \frac{d}{d_0}. \tag{66}$$

Ca material de susceptibilitate magnetică cunoscută se folosesc soluţiile de clorură ferică ($FeCl_3$). Dacă p este procentul de clorură ferică într-o soluţie, atunci susceptibilitatea magnetică a soluţiei poate fi calculată din relaţia:

$$k'_0 = \frac{p}{100} \cdot k'_{FeCl_3} + \left(1 - \frac{p}{100}\right) \cdot k'_{H_2O}, \tag{67}$$

folosind valorile numerice cunoscute $k'_{FeCl_3} = 90 \times 10^{-6}$ şi $k'_{H_2O} = -0{,}79 \times 10^{-6}$.

După cum se poate remarca, în relaţiile (66) şi (67) intră valorile susceptibilităţii unităţii de masă. Dacă dorim să cunoaştem susceptibilitatea magnetică a unităţii de volum a rocii, atunci se poate folosi relaţia de mai jos, în acord cu relaţia (47)

$$k = k' \cdot \delta, \tag{68}$$

în care δ este densitatea rocii respective.

b) *Metoda susceptibilimetrului cu curent alternativ.* În principiu, această metodă se bazează pe folosirea unui susceptibilimetru, care constă dintr-o punte electrică obişnuită (punte de inductanţă), echilibrul electric al acesteia fiind indicat de un galvanometru de curent alternativ. Pentru realizarea acestui echilibru se pot folosi rezistenţe, capacităţi sau inductanţe.

O dată echilibrul realizat, se introduce proba de rocă la care dorim să determinăm susceptibilitatea magnetică în interiorul unei bobine care se găseşte pe unul din braţele punţii; ca urmare a acestui fapt, echilibrul electric va fi deranjat, iar pentru realizarea din nou a acestuia va trebui să modificăm rezistenţa, capacitatea sau inductanţa unuia din braţele punţii.

Valoarea susceptibilităţii magnetice a probei de rocă, proporţională cu cantitatea cu care a fost modificat elementul electric respectiv al punţii, se va deduce din acesta. În prealabil, susceptibilimetrul este etalonat cu ajutorul unor materiale cu susceptibilitatea magnetică cunoscută (de exemplu diferite soluţii de clorură ferică).

1.1.2. Metode de teren. În această grupă intră metodele mai puţin precise, însă foarte rapide, care permit determinarea unei valori apropiate de cea reală a susceptibilităţii magnetice a rocilor, fără a necesita aparatură şi condiţii speciale de laborator. Avantajul lor este că permit interpretarea în mai bune condiţii a anomaliilor magnetice chiar în timpul perioadei executărilor de teren, ceea ce este de o deosebită importanţă pentru buna conducere a lucrărilor de prospecţiune magnetometrică şi mai ales pentru dirijarea imediată a lucrărilor de explorare, atunci cînd sînt necesare urgente rezultate economice.

Din această grupă vom aminti numai una, și anume: *Metoda magnetometrului vertical* ΔZ. La această metodă se folosește un magnetometru vertical ΔZ, obișnuit pentru prospecțiunea magnetometrică, de preferință cu o sensibilitate cît mai mare, căruia i se îndepărtează caseta exterioară, pentru ca proba de rocă să poată fi așezată cît mai aproape de sistemul magnetic. Proba de rocă se lipește de caseta interioară a aparatului, deasupra unuia din polii sistemului magnetic și se fac măsurători repetate, rotind proba pe toate fețele, pentru a determina deviația sistemului magnetic; de asemenea este stabilită deviația sistemului magnetic în același punct, în absența probei de rocă. Diferența între valoarea medie a deviațiilor sistemului magnetic cu și fără proba de rocă definește deviația relativă d datorită acesteia. Apoi se execută măsurători în același mod, folosind o soluție de $FeCl_3$, cu susceptibilitatea magnetică cunoscută k_0' și în volum egal cu acela al probei de rocă, pusă într-un vas de sticlă sau de cupru, determinîndu-se deviația relativă d_0 datorită soluției. Susceptibilitatea magnetică k' a probei de rocă este calculată cu ajutorul relației (66).

Metodele indirecte au dezavantajul că folosesc probe de rocă sau carote, care nu întotdeauna sînt reprezentative pentru roca sau formațiunea respectivă. De aceea, pentru a obține valori medii cît mai apropiate de realitate pentru o formațiune geologică, este necesar a face determinări pentru un număr cît mai mare de probe. La această dificultate a metodei se mai adaugă și faptul că probele își modifică proprietățile fizice atît prin ruperea lor din roca masivă cît și prin alterarea în timpul care se scurge de la ruperea ei și pînă la efectuarea determinării susceptibilității magnetice.

1.2. **Metode indirecte.** Prin această categorie de metode se urmărește determinarea susceptibilității magnetice a rocilor *in loc*, pentru a elimina astfel dezavantajele pe care le aduc după sine metodele din categoria precedentă.

Dintre metodele existente din această grupă vom prezenta numai *Metoda prin modificarea inductanței*. Principiul acestei metode constă în modificarea inductanței unei bobine, prin care circulă un curent electric, atunci cînd în cîmpul magnetic produs de ea este introdus un corp cu proprietăți magnetice. Bobina are forma de disc circular și este introdusă în circuitul unei punți electrice. La efectuarea determinării susceptibilității magnetice, bobina este așezată pe o porțiune plană a rocii sau formațiunii geologice. Este măsurată inductanța bobinei în prealabil în aer și apoi după aceea este așezată pe rocă. Este necesar ca suprafața plană a rocii să fie cel puțin de trei ori mai mare decît diametrul bobinei, iar grosimea rocii să fie de minimum 0,6 din diametrul bobinei, pentru a se crea spațiul necesar pătrunderii fluxului magnetic.

Relația dintre inductanța bobinei în aer și susceptibilitatea magnetică este determinată cu ajutorul unei soluții de $FeCl_3$, cu susceptibilitate magnetică cunoscută.

Metodele indirecte furnizează valori mai apropiate de realitate pentru susceptibilitatea magnetică; folosirea lor este totuși destul de restrînsă în momentul de față.

În tabelul 3 dăm valori de susceptibilitate magnetică, exprimată în 10^{-6} UCGS pentru cîtiva din principalii corpi minerali și roci din natură, extrase din datele centralizate de Reich și Zwerger (1943).

Tabelul 3

VALORI DE SUSCEPTIBILITATE MAGNETICĂ

Corpi minerali în roci sedimentare		*Elemente și compuși în zăcăminte metalifere*	
Sare	—1	Magnetit	10 000—4 000 000
Gips	—1	Titano-magnetit	22 000— 135 000
Anhidrit	—1	Hematit	1 000— 80 000
Cărbuni	—2 ~ +2	Pirotină	6 000— 79 000
Petrol	0,8	Ilmenit	4 000— 7 000
		Cromit	240— 600
		Pirit	4
Roci sedimentare		*Roci metamorfice*	
Loess, lehm	20—30	Amfibolit	58
Nisip	—1	Serpentin	250—6 000
Gresie	3—700	Filit	100
Calcar	4—70	Micașist	20
Dolomit	—1 ~ +4	Gneiss	0—250
Marnă	44		
Argilă	20—40		
Roci eruptive			
Granit	5—50	Riolit	20— 100
Granit cu magnetit	5 000	Porfir	40— 300
Sienit	50—5 000	Porfirit	50— 600
Diorit	10—5 000	Fonolit	300— 700
Gabbro	0—7 000	Trahit	400—1 000
Peridotit, Piroxenit	15 000	Melafir	1 000
		Lavă bazaltică	200— 4 000
		Andezit	250— 5 000
		Bazalt	60— 6 000
		Dolerit	300— 7 000
		Diabaz	50—12 000

Datele înscrise în tabelul de mai sus pun în evidență limitele largi, între care poate varia valoarea susceptibilității magnetice la diversele elemente minerale sau roci din natură.

2. FACTORI CARE CONTRIBUIE LA FIXAREA VALORII SUSCEPTIBILITĂȚII MAGNETICE

La fixarea valorii susceptibilității magnetice, pentru fiecare rocă în parte contribuie o serie de factori, dintre care cei mai importanți sînt următorii :

2.1. **Factori mineralogici.** Susceptibilitatea magnetică este funcție de *compoziția minerală* a rocii respective, fiind direct proporțională cu conținutul acesteia în elemente feromagnetice. În acest sens este important atît tipul elementului feromagnetic care intră în compoziția rocii cît și cantitatea sau concentrația acestuia. Pentru a ilustra modul în care influențează compoziția minerală asupra valorilor de susceptibilitate magnetică, sînt date în tabelul 4,

extras după Ianovski (1953), cîteva tipuri de roci cu specificarea elementelor feromagnetice și a conținutului în acestea, precum și valorile susceptibilității magnetice.

Tabelul 4

CONȚINUTUL ÎN ELEMENTE MINERALE FEROMAGNETICE A UNOR ROCI ERUPTIVE

Roca	*Elementul feromagnetic*	*Conținut %*	*Susceptibilitatea magnetică* $k \times 10^{-6}$
Diabaz	Magnetit	10,2—27,5	85 000—88 000
Gabbrodiabaz	Magnetit	4,0— 6,4	5 100— 5 600
Diabaz	Hematit	3,8	3 280
Diabaz metamorfozat	Limonit	1,8	240
Gabbronorit	Pirotină	3,0	1 700
Gabbro metamorfozat	Magnetit	12,1	12 400
Gabbro metamorfozat	Ilmenit	2,1	510
Piroxenit	Pirotină	2,5	820

Un al doilea factor din aceeași categorie este *mărimea granulelor* elementului feromagnetic, susceptibilitatea magnetică a rocii fiind o funcție pirectă de acest factor. Lucrul acesta a fost dovedit experimental, făcîndu-se amestecuri de elemente feromagnetice, cu diverse diametre, dispersate într-un material nemagnetic (la toate aceste amestecuri procentul de material feromagnetic fiind același din volumul total al probei) și obținîndu-se valori ale susceptibilității magnetice din ce în ce mai mici, pe măsură ce diametrul granulelor este micșorat.

2.2. **Factori geologici**. Trecutul geologic al diverselor roci sau formațiuni, prin diversele fenomene geologice pe care acestea le suportă, poate de asemenea produce variații ale valorilor susceptibilității magnetice. Dintre cauzele care provoacă aceste variații, cele mai importante sînt următoarele:

a) *Fenomenele termice*. În general, permeabilitatea materialelor magnetice crește continuu cu creșterea temperaturii pînă la valoarea numită *temperatura critică*; dacă temperatura continuă să crească peste această valoare, permeabilitatea magnetică descrește foarte rapid și după cîteva grade materialul își pierde complet proprietățile magnetice. Valoarea temperaturii pentru care are loc pierderea completă a proprietăților magnetice poartă numele de *punct Curie*. Valoarea punctelor *Curie* pentru elementele feromagnetice cunoscute este în general destul de mică. Astfel, pentru magnetită este de 515°C, pentru pirotină este 300°C, pentru nichel este 310°C, pentru fier este 690—870°C etc.

Din cele de mai sus rezultă că proprietățile magnetice actuale ale rocilor sau formațiunilor geologice vor fi dependente de: temperatura de formare a rocilor (la cele eruptive), tipul de metamorfism (de contact sau regional),

numărul de cicluri de metamorfism și temperatura maximă a ciclurilor (la rocile metamorfice) și de numărul, intensitatea și temperatura maximă a diverselor fenomene tectonice, ca: fracturări, flexurări, cutări etc. la toate tipurile de roci (eruptive, sedimentare și metamorfice).

b) *Presiuni*. Modificările de volum ale materialelor cu proprietăți magnetice produc variații în valoarea acestor proprietăți. Din acest motiv, forțele care provoacă cutări, falieri, flexurări, încălecări etc. sau cutremure de pămînt vor afecta magnetizarea rocilor respective, cu o cantitate variabilă în funcție de mărimea presiunii care a acționat în zona respectivă.

c) *Mișcările structurale* produc de asemenea magnetizări aparent anormale, prin schimbarea poziției geometrice a stratelor sau pachetelor de roci magnetizate.

d) *Concentrații mecanice* sau *chimice*. Prin concentrarea mecanică, procentul de elemente feromagnetice în roca respectivă se mărește și o dată cu aceasta crește și valoarea susceptibilității magnetice a rocii. Prin concentrare chimică apar zone de concentrare în elemente feromagnetice sub formă de filoane, lentile de segregație magmatică sau de contact etc. O dată cu aceasta, Fe bivalent se transformă în general în Fe trivalent, a cărui susceptibilitate magnetică este mai mare.

e) *Dispersări mecanice sau alterări chimice*. Sub acțiunea agenților exteriori sau prin procesul de spălare și transport se produce sfărîmarea și dispersarea granulelor de elemente feromagnetice și o dată cu aceasta scăderea valorii susceptibilității magnetice. Alterarea chimică se face în general pe baza transformării compușilor de Fe trivalent în compuși ai Fe bivalent. Astfel, de exemplu, magnetita se transformă în hematit sau limonit, a căror susceptibilitate magnetică este mult mai mică. Fenomenul apare curent la zăcămintele de fier, la a căror parte superioară apare o zonă de oxidație sub acțiunea agenților exteriori, care poartă numele de *pălărie de fier* și a cărei susceptibilitate magnetică este inferioară zonelor mai adînci ale zăcămîntului la care alterarea nu a avut loc.

2.3. **Factori meteorologici**. Unele fenomene meteorologice, cum sînt fulgerele, trăsnetele etc., se produc la o intensitate mare a curenților electrici atmosferici, care este de ordinul a 20 000 amperi, producînd cîmpuri electromagnetice locale foarte puternice; acestea, la rîndul lor, produc magnetizări prin inducție, care apar în general în locurile unde se produc descărcările electrice (vîrfuri de munți, colțuri de stînci etc.) și datorită cărora magnetizarea rocilor sau a formațiunilor geologice este local modificată în valoare.

În prospecțiunea magnetometrică prezintă interes *contrastele de susceptibilitate magnetică* care se creează în natură, deoarece acestea sînt cauza anomaliilor magnetice care se cartează. Datorită anizotropiei, din punctul de vedere al proprietăților magnetice pe care o prezintă rocile și formațiunile geologice, apar contraste de susceptibilitate magnetică Δk,

$$\Delta k = k_1 - k_2, \tag{69}$$

între diferite pachete de roci prezente în subsol.

Contrastele de susceptibilitate magnetică devin interesante în prospecţiunea magnetometrică numai dacă pachetele de roci între care acestea apar ocupă volume importante în subsol, în care caz apar contraste de masă magnetică suficient de mari în valoare pentru a produce anomalii magnetice.

Contraste de susceptibilitate, respectiv de masă magnetică, pot apărea în natură în diverse situaţii geologice. Dintre acestea, cele mai importante sînt următoarele:

— variaţia susceptibilităţii magnetice pe verticală, în funcţie de caracterul litologic diferit al formaţiunilor geologice;

— variaţii laterale de facies în cadrul aceleiaşi formaţiuni geologice, datorită condiţiilor diferite de sedimentare şi care atrag după sine variaţii laterale ale susceptibilităţii magnetice;

— tectonizarea formaţiunilor geologice, datorită căreia este schimbată poziţia geometrică în subsol a diferitelor formaţiuni geologice cu susceptibilitate magnetică diferită;

— prezenţa de depozite de minerale utile în cuprinsul rocilor sau formaţiunilor geologice.

Evident, în natură aceste situaţii se pot combina între ele sau cu altele de o importanţă secundară. Succesul prospecţiunii magnetometrice este asigurat însă atunci cînd există un singur contrast major de masă magnetică, suficient de mare în valoare şi situat la adîncime relativ mică, capabil de a produce o anomalie magnetică cartabilă. În acest caz, interpretarea geologică a anomaliei magnetice poate fi făcută în condiţii mai bune. Desigur nu întotdeauna întîlnim în natură această situaţie favorabilă. În cazurile cînd anomalia magnetică care a fost cartată reprezintă efectul cumulat al mai multor contraste de masă magnetică, interpretarea geologică a acesteia se face în condiţii mult mai grele, deoarece trebuie separate sursele de anomalii, operaţie care se aplică cu dificultăţi mult mai mari la anomaliile magnetice decît la cele gravimetrice. Condusă cu grijă, această operaţie de separare a anomaliilor componente din anomalia cartată poate fi încununată cu succes, astfel încît în interpretarea geologică să se poată stabili elementele geologice din subsol care au contribuit la producerea anomaliei magnetice înregistrată la suprafaţă.

3. DATE ASUPRA SUSCEPTIBILITĂŢII MAGNETICE A MINEREURILOR ŞI A ROCILOR DIN R.P.R.

În cele ce urmează, dăm cîteva valori pentru principalele minereuri şi roci din ţara noastră, în ceea ce priveşte susceptibilitatea magnetică a acestora.

În general, metodele aplicate pentru determinarea susceptibilităţii magnetice au fost metode de laborator, care au folosit cîmpuri magnetizante tari (pînă la 40—50 Oe). Comportarea a două tipuri de minereuri magnetice din

R.P.R. este redată în figurile 15 şi 16, după P a s c u[1]. După cum se poate remarca, susceptibilitatea magnetică are valori diferite, în funcţie de intensitatea cîmpului magnetizant. Cazul general de comportare este de tipul celui reprezentat în figura 16, deoarece, în general, valoarea susceptibilităţii magnetice creşte pe măsură ce creşte cîmpul magnetizant.

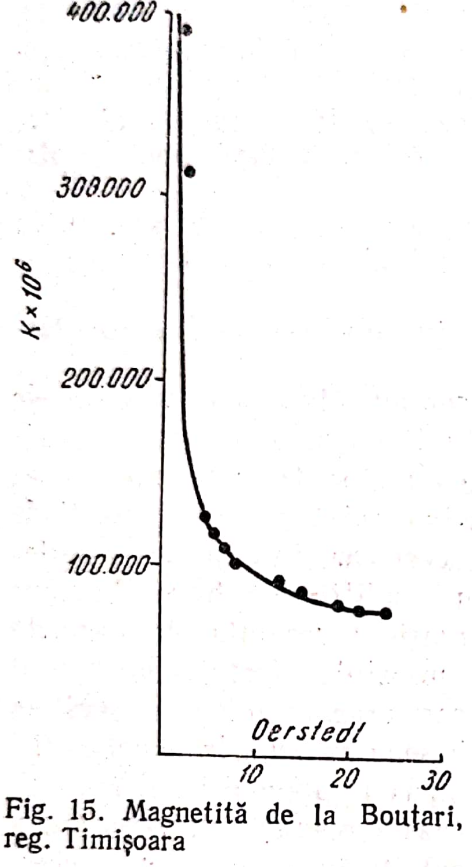


Fig. 15. Magnetită de la Bouţari, reg. Timişoara

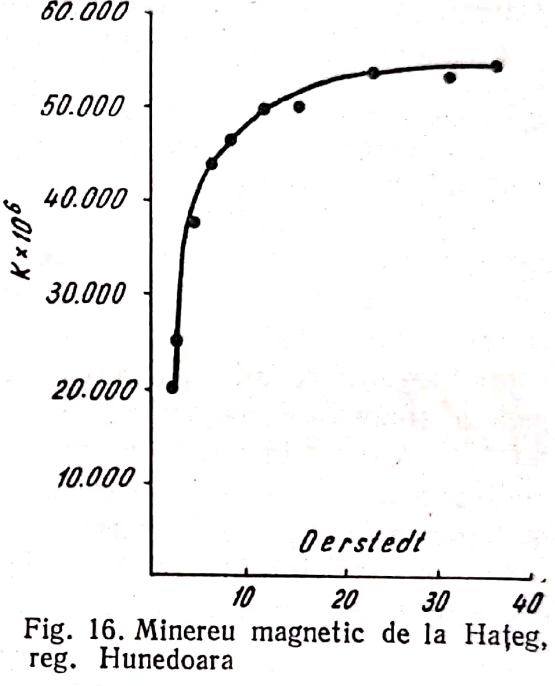


Fig. 16. Minereu magnetic de la Haţeg, reg. Hunedoara

Există însă şi cazuri anormale, în care susceptibilitatea magnetică scade pe măsură ce creşte cîmpul magnetizant (de tipul celui reprezentat în figura 15) sau variază aşa de puţin cu creşterea valorii cîmpului magnetizant, încît valoarea susceptibilităţii magnetice rămîne practic constantă. În cazurile în care susceptibilitatea magnetică variază în valoare cu creşterea intensităţii cîmpului magnetizant, aceasta are o variaţie rapidă pentru valorile mai mici ale cîmpului magnetizant şi prezintă o tendinţă de saturaţie la valorile care depăşesc în general 20—30 Oe, fapt care de altfel se poate constata şi din curbele reproduse în figurile 15 şi 16.

În tabelul 5 sînt reproduse limitele de variaţie ale susceptibilităţii magnetice, în funcţie de intervalul de variaţie a intensităţii cîmpului magnetizant pentru unele minereuri magnetice şi roci eruptive din R.P.R.

---

[1] M. P a s c u, *Contribuţii la studiul susceptibilităţii magnetice a rocilor şi minereurilor din R.P.R.*, An. Com. Geol., XXIX, 1956.

Tabelul 5

MINEREURI		
Felul minereului	*Valoarea cîmpului magnetizant*	$k \times 10^6$
Magnetită (Poiana-Ruscăi)	0,41— 5,42	580 328—396 632
Magnetită (Ruschița)	0,41— 7,08	499 162—328 514
Magnetită (Armeniș)	0,41—10,41	227 448—200 556
Magnetită (Fața Turcului)	2,94—24,64	50 655— 82 995
Magnetită (Cîrlibaba)	0,43—66,37	32 773— 35 070
Magnetită (Parîng)	3,77—83,06	13 243— 27 540
Magnetită (Moldova-Nouă)	2,10—41,33	16 074— 43 000
Minereu de Mn (Arșița)	1,68—83,06	23 120— 27 200
ROCI		
Felul rocii	*Valoarea cîmpului magnetizant*	$k \times 10^6$
Tuf andezitic (Cașin)	7,51—125,19	2 930— 2 730
Andezit (Deva)	8,34—125,19	2 100— 2 189
Melafir (Ruda, Arad)	25.03— 83,46	768— 735
Bazalt (Racoș)	7,51—116,84	1 848— 2 112
Granodiorit (Arad)	6,67— 66,76	6 625— 7 047
Diabaz (Arad)	16,69—100,15	7 467— 5 498
Banatit(Banat)	7,94—141,48	2 150— 2 648
Amfibolit (Banat)	2,10—112,27	5 644— 7 752

Tabelul 6

ROCA	$k \times 10^6$
Calcare și dolomite curate	—2~0,3
Tufuri dacitice	1—3
Cuarțite și gresii sau nisipuri cuarțitice	~0
Marne și argile	2—200
Gresii	2—200
Nisipuri	2—300
Gresii sau marne andezitice	200—700
Tufuri andezitice	400—1 200
Granite	3— 70
Granite cu magnetit (Rapakivi)	100—1 500
Bazalte	500—5 000
Micașisturi	3—80
Gabbro (1 probă)	5 000
Dacit (1 probă)	870
Granodiorit (1 probă)	4 000
Diorit (1 probă)	12 500
Magnetit (minereu)	15 000—40 000
Serpentine	1 600— 5 300

În tabelul 6 este reprodus, după Costa-Foru și colaboratori [1], cîteva cifre asupra limitelor de variație a susceptibilității magnetice pentru o serie de roci de pe teritoriul R.P.R.

Datele de mai sus sînt stabilite în urma determinărilor pe un număr de circa 4 500 de probe.

CAPITOLUL V

GEOMAGNETISMUL. ELEMENTELE CÎMPULUI GEOMAGNETIC

Pămîntul se manifestă în exterior ca un magnet, creînd un cîmp magnetic. Cîmpul magnetic propriu al Pămîntului poartă numele de *cîmp geomagnetic*.

Existența cîmpului geomagnetic în orice punct pe suprafața pămîntului poate fi pusă în evidență prin orientarea unui magnet în formă de bară, suspendat liber în centrul său.

Pămîntul, comportîndu-se ca un *dipol*, are 2 poli magnetici, și anume: *polul geomagnetic boreal*, situat în emisfera nordică a Pămîntului și *polul geomagnetic*

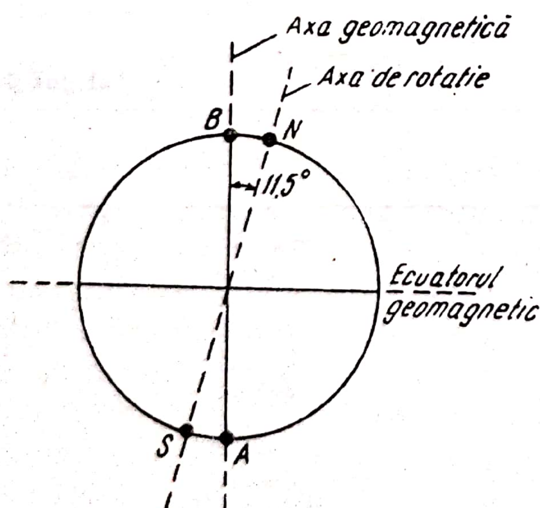


Fig. 17. Poziția polilor geomagnetici.

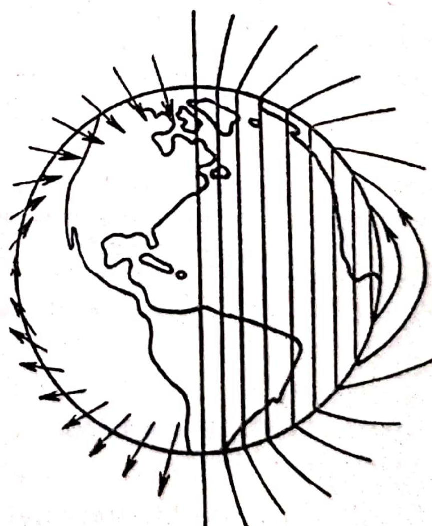


Fig. 18. Configurația liniilor de forță ale cîmpului geomagnetic și poziția vectorilor cîmp geomagnetic.

[1] Al. Costa — Foru, P. Ghelfan, Ec. Apostol și Al. Baltac, *Studiu asupra proprietăților magnetice ale unor roci sedimentare din R.P.Romînă*, Probleme de geofizică, I, 1961.

austral, situat în emisfera sudică. Ţinînd cont de legile şi relaţiile expuse mai înainte, este clar că polul geomagnetic boreal este un pol magnetic sud sau pol magnetic — şi cel austral este un pol magnetic nord sau pol magnetic +. Dreapta care uneşte cei doi poli geomagnetici şi care corespunde axei dipolului magnetic terestru poartă numele de axă geomagnetică şi are o înclinare actuală faţă de axa de rotaţie a Pămîntului de 11,5°. Pentru o mai bună ilustrare a celor de mai sus sînt prezentate în figurile 17 şi 18 poziţia polilor geomagnetici în raport cu cei geografici, precum şi configuraţia liniilor de forţă ale cîmpului geomagnetic.

1. CÎMPUL GEOMAGNETIC

Cîmpul geomagnetic este caracterizat în orice punct exterior Pămîntului printr-o mărime vectorială şi se notează cu *T*. Direcţia şi sensul acestui vector variază pe suprafaţa Pămîntului între 0° şi 180°.

Fiind o mărime vectorială în spaţiu, pentru reprezentare cartografică este mai comod a descompune cîmpul geomagnetic în elementele lui componente. Acestea poartă numele de *elementele cîmpului geomagnetic* şi sînt următoarele:

— *Declinaţia cîmpului geomagnetic* (*D*), care reprezintă unghiul, măsurat în planul orizontal, dintre planul meridianului geografic şi planul meridianului geomagnetic (planele care conţin punctul în care este considerat cîmpul geomagnetic şi polii geografici ai Pămîntului, respectiv polii geomagnetici). Declinaţia se măsoară de la planul meridianului geografic către planul meridianului geomagnetic şi poate fi estică sau vestică, variind între 0° şi 180°.

— *Înclinaţia cîmpului geomagnetic* (*I*), care reprezintă unghiul măsurat în planul meridianului geomagnetic, dintre direcţia cîmpului geomagnetic şi proiecţia acestuia pe planul orizontal. Înclinaţia se măsoară de la planul orizontal către direcţia cîmpului geomagnetic şi poate fi pozitivă (cînd vectorul *T* se găseşte sub planul orizontal — ca în figura 19) sau negativă (cînd vectorul *T* se găseşte deasupra planului orizontal), variind între 0° şi 90°. Deoarece vectorul *T* se găseşte sub planul orizontal, în emisfera nordică a Pămîntului, şi invers, în cea sudică, înclinaţia geomagnetică pozitivă mai poartă numele şi de înclinaţie nordică, iar cea negativă de înclinaţie sudică.

— *Componenta orizontală a cîmpului geomagnetic* (*H*), care reprezintă proiecţia, în planul meridianului geomagnetic, a cîmpului geomagnetic pe planul orizontal.

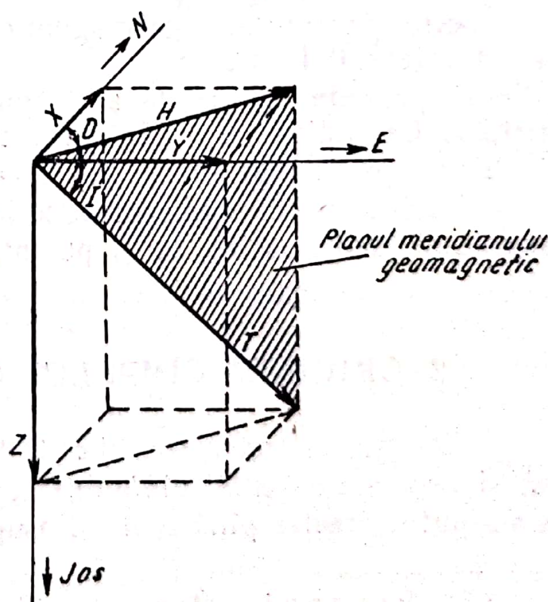


Fig. 19. Descompunerea cîmpului geomagnetic în elementele sale componente.

Componenta orizontală H reprezintă la rîndul ei rezultanta dintre cele două componente orizontale după direcţiile Nord — *componenta* X şi Est — *componenta* Y.

— *Componenta verticală a cîmpului geomagnetic* Z, care reprezintă proiecţia, în planul meridianului geomagnetic, a cîmpului geomagnetic pe axa verticală.

Cunoaşterea completă a cîmpului geomagnetic într-un punct oarecare pe suprafaţa Pămîntului necesită şase mărimi, şi anume: coordonatele punctului respectiv (λ, φ, h), care reprezintă punctul de aplicaţie al vectorului T şi trei dintre elementele cîmpului geomagnetic, precizate mai sus; în mod obişnuit se folosesc D, H şi I.

Dacă sînt cunoscute aceste şase mărimi, restul elementelor cîmpului geomagnetic pot fi stabilite prin relaţiile de interdependenţă de mai jos, care apar clar pe baza schiţei din figura 19.

$$X = H \cdot \cos D; \quad Y = H \cdot \sin D; \quad Z = H \cdot \mathrm{tg}\, I; \quad H = \sqrt{X^2 + Y^2};$$

$$T = \sqrt{H^2 + Z^2} = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2}; \quad T = \frac{H}{\cos I}; \quad \mathrm{tg}\, D = \frac{Y}{X}; \tag{70}$$

$$\mathrm{tg}\, I = \frac{Z}{H} \text{ etc.}$$

După cum s-a specificat mai sus, elementele cîmpului geomagnetic care se determină în mod obişnuit prin măsurători sînt D, H şi I. Cu titlu informativ dăm mai jos limitele de variaţie ale acestor mărimi pe teritoriul ţării noastre, după datele lui Procopiu[1], valabile pentru data de 1 iulie 1940:

Declinaţia cîmpului geomagnetic variază între 1°30'W şi 2°00'E, adică pe un interval de 3°30';

Inclinaţia cîmpului geomagnetic variază între 60°00'N şi 63°00'N, adică pe un interval de 3°00';

Componenta orizontală a cîmpului geomagnetic variază între 0,205 Oe şi 0,233 Oe, adică pe un interval de 0,028 Oe sau 2.800 γ.

Din cele de mai sus se poate constata că elementele cîmpului geomagnetic şi deci însuşi cîmpul geomagnetic prezintă variaţii în valoare în cuprinsul suprafeţei ţării noastre, ca şi pe întreaga suprafaţă a Pămîntului.

2. ORIGINEA CÎMPULUI GEOMAGNETIC

Asupra cauzelor care stau la baza comportării Pămîntului ca un magnet şi deci a existenţei cîmpului geomagnetic, există încă nelămuriri. Ceea ce s-a putut preciza pînă acum şi asupra căruia toţi cercetătorii sînt de acord,

[1] Şt. Procopiu, *Mesures magnétiques en Roumanie, de 1931 à 1940, et Cartes magnétiques de la Roumanie, dressées pour le 1-ier Jouillet 1940*, Ann. Sc. de l'Univ. de Jassy, XXVI 2,1940.

este faptul că la baza existenței cîmpului geomagnetic stau două feluri de cauze, și anume: cauze interne și cauze externe.

În cele de mai jos dăm cîteva indicații asupra punctului de vedere existent în momentul de față în această chestiune.

2.1. **Cauzele interne** sînt considerate a produce circa 94% din valoarea totală a cîmpului geomagnetic. Acestea corespund unei părți interne a Pămîntului, care are funcțiunea unui magnet permanent.

Inițial, s-a considerat că partea internă a Pămîntului ar fi echivalentă unui dipol magnetic, cu axa coincizînd axei geomagnetice. Pe măsură ce valorile cîmpului geomagnetic au fost cunoscute din ce în ce mai bine pe porțiuni mai mari a suprafeței Pămîntului, a apărut că distribuția reală a valorilor cîmpului geomagnetic nu poate fi considerată ca datorită unui dipol unic. Mergînd pe această cale a reconstituirii cauzei interne, din distribuția valorilor cîmpului geomagnetic măsurat pe suprafața Pămîntului s-a ajuns să se imagineze diverse sisteme de dipoli interiori, cu valori și poziții diferite. Astfel, soluția care ar reproduce cel mai fidel cîmpul geomagnetic real ar fi reprezentată de un sistem constituit din 17 dipoli interiori.

Din cele de mai sus reiese forma complicată în care apare partea internă a Pămîntului cu funcțiune magnetică.

În ce privește originea părții interne a cîmpului geomagnetic, au fost formulate și în această privință o sumă de ipoteze din care reproducem sumar, după M c N i s h (Physics of the Earth, VIII, 1949) pe cele mai importante, și anume:

a) *Sîmburele intern al Pămîntului fiind un corp feromagnetic, reprezintă un magnet permanent.* În această ipoteză, partea internă a cîmpului geomagnetic este considerată ca fiind produsă de sîmburele intern al Pămîntului, constituit din Fe și Ni (elemente feromagnetice), care ar reprezenta o masă magnetică importantă, raza acestuia fiind de circa 3 500 km. Avînd în vedere însă temperatura mare din interiorul Pămîntului, care depășește punctul C u r i e pentru aceste elemente, ca și presiunea mare la care este supus materialul, există îndoieli asupra posibilității ca aceste elemente să-și mai păstreze încă proprietățile magnetice. Această ipoteză nu este totuși infirmată, deoarece nu se cunoaște încă variația punctului C u r i e cu presiunea, mai ales la presiunile mari (de cca. 3 000 000 at), care sînt de așteptat în interiorul Pămîntului.

b) *Partea externă a crustei terestre, fiind un corp feromagnetic, reprezintă un magnet permanent* (NIPPOLDT). Această ipoteză consideră ca sursă a părții interne a cîmpului geomagnetic numai o porțiune externă din crusta terestră, în grosime de 15—20 km, în care temperatura nu depășește punctul C u r i e al magnetitei sau a celorlalte elemente feromagnetice, astfel încît acestea să-și păstreze proprietățile magnetice. Deși ține cont de experiențele de laborator în legătură cu variația proprietăților magnetice cu temperatura, această ipoteză nu este satisfăcătoare, deoarece nu poate explica datele de măsurare, respectiv distribuția reală a valorilor cîmpului geomagnetic pe suprafața Pămîntului.

c) *Circulația materiei în planurile meridiane ale sîmburelui intern al Pămîntului induce curenți electrici al căror efect magnetic reprezintă tocmai partea*

internă a cîmpului geomagnetic (LARMOR). Pentru a explica valoarea mare a cîmpului geomagnetic de origine internă se consideră că acesta a fost inițial mic, produs de o circulație minoră a materiei și s-a mărit progresiv pînă la valoarea actuală printr-un fenomen de autoexcitație. Totuși există îndoieli asupra acestui fenomen de autoexcitație.

În sprijinul acestei ipoteze, ca și a altora care se bazează pe alte fenomene decît existența unei mase interioare cu proprietăți magnetice care să creeze cîmpul geomagnetic, este descoperirea de către Hale a cîmpului magnetic al Soarelui și, mai recent, a existenței cîmpurilor magnetice și la alte planete. Mai mult decît atît, aceste cîmpuri magnetice au caracteristici comparabile cu cîmpul geomagnetic. De exemplu, cîmpul heliomagnetic este datorit unei magnetizări a Soarelui, avînd o axă magnetică înclinată cu 6° față de axa lui de rotație, perfect comparabilă cu aceea a Pămîntului la care unghiul de înclinare actual este de 11,5°. Avînd în vedere că în accepția actuală masa Soarelui este considerată în stare gazoasă, este evident că trebuie căutată o altă explicație a existenței cîmpului heliomagnetic decît în prezența unei mase magnetice interioare, știindu-se că pînă în prezent nu este cunoscut nici un element sau compus în stare gazoasă care să aibă proprietăți magnetice.

d) *Centrul Pămîntului fiind la o temperatură mult mai înaltă decît suprafața lui, se produc curenți electrici care circulă în jurul axei Pămîntului, al căror efect este tocmai cîmpul geomagnetic de origine internă* (GUNN). Și în legătură cu această ipoteză există îndoieli asupra condițiilor reale în care se produce un astfel de fenomen.

e) *Pămîntul are două sarcini electrice, una de suprafață și una de volum, de mărime egală și de semn opus, care, fiind în rotație cu o rază de rotație diferită, au ca efect apariția părții interne a cîmpului geomagnetic.* Măsurătorile geoelectrice și de electricitate atmosferică au pus în evidență existența unei sarcini electrice de suprafață a Pămîntului, aceasta este însă prea mică în valoare pentru a se aplica pe baza ei mărimea cîmpului geomagnetic de origine internă.

După cum se poate constata din cele cîteva ipoteze prezentate mai sus, nici una din ele nu explică în mod satisfăcător originea cîmpului geomagnetic intern. Din această cauză se consideră în momentul de față că *magnetismul terestru, ca și magnetismul corpurilor cerești și a aștrilor, pare a fi o proprietate fundamentală a materiei în rotație, datorită unor cauze complexe.*

2.2. **Cauzele externe** sînt considerate a produce restul de circa 6% din valoarea totală a cîmpului geomagnetic. Acestea corespund unui fenomen de inducție electromagnetică în pătura superioară a crustei terestre, datorit curenților electrici care circulă în partea superioară a atmosferei Pămîntului (ionosfera), ca efect al ionizării acesteia sub acțiunea radiațiilor solare, îndeosebi a radiațiilor ultraviolete.

Fiind vorba de un fenomen de inducție, intensitatea cîmpului geomagnetic de origine externă este variabilă atît în timp cît și în spațiu pe suprafața Pămîntului, fiind funcție între altele și de natura rocilor, respectiv de proprietățile magnetice ale acestora, care constituie crusta terestră. Cît privește variațiile în timp, acestea se datoresc unor cauze mai complicate,

care vor fi discutate mai în detaliu în cele ce urmează; cum însă nu toate variaţiile în timp sînt de origine externă, ele vor fi trecute împreună cu celelalte, de origine internă.

3. VARIAŢIILE ÎN TIMP ALE CÎMPULUI GEOMAGNETIC

Cîmpul geomagnetic prezintă variaţii în timp atît ca intensitate cît şi ca direcţie. Aceste variaţii desfăşurîndu-se în timp cu o durată diferită se împart în mai multe categorii, şi anume:

3.1. **Variaţii seculare.** Aceste variaţii ale cîmpului geomagnetic au un caracter ciclic şi prezintă o perioadă majoră de 500—750 ani. Variaţia cu această perioadă este atribuită cauzelor interne. La această variaţie se suprapun variaţii de o intensitate mult mai mică, cu o perioadă de 11 ani, atribuite cauzelor externe.

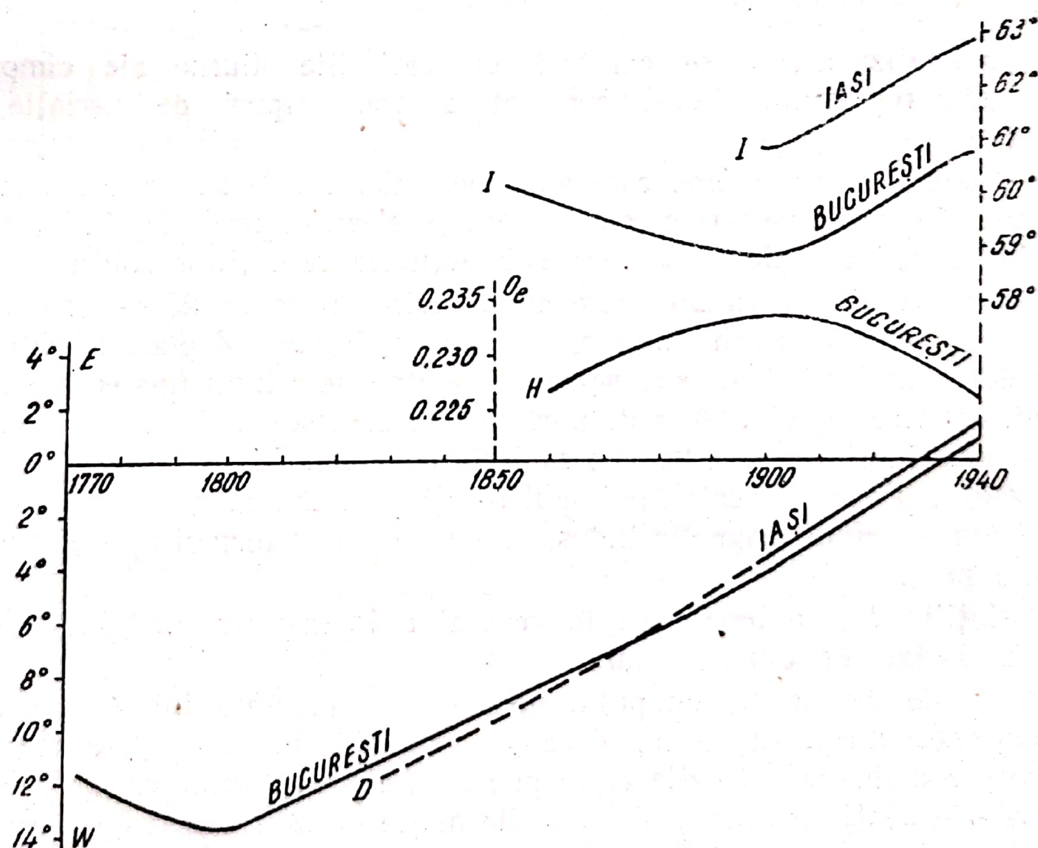


Fig. 20. Variaţia seculară a elementelor cîmpului geomagnetic la Bucureşti şi Iaşi (după Şt. Procopiu).

Variaţiile seculare de origine internă reprezintă variaţii lente a elementelor cîmpului geomagnetic, de intensitate mare, în timp ce cele de origine externă sînt mult mai rapide. Originea variaţiilor cu cauză internă este pînă

în prezent necunoscută. Variaţiile cu cauză externă îşi au originea în activitatea solară, intensitatea acestor variaţii fiind direct proporţională cu numărul şi mărimea petelor solare (regiuni *M* ale Soarelui).

Variaţiile seculare ale cîmpului geomagnetic sînt puse în evidenţă prin măsurători ale elementelor cîmpului geomagnetic repetate în aceleaşi puncte pe suprafaţa Pămîntului, la intervale de timp de 1—5 ani.

În figura 20 este reprodusă variaţia elementelor *D*, *H*, şi *I* la Bucureşti şi Iaşi, în intervalul 1770—1940, care cuprinde aproape un sfert de perioadă de variaţie.

3.2. **Variaţii diurne.** Aceste variaţii ale cîmpului geomagnetic au de asemenea un caracter ciclic, cu o periodicitate de aproximativ o zi şi sînt atribuite exclusiv cauzelor externe.

Variaţiile diurne sînt legate de rotaţia Pămîntului în jurul axei sale şi sînt în general mai mici în perioadele de noapte decît în cele de zi. Intensitatea lor variază cu poziţia geografică a punctelor în care sînt înregistrate şi cu natura rocilor care constituie substratul geologic al regiunii respective.

La o analiză atentă se constată că variaţiile diurne ale cîmpului geomagnetic reprezintă efectul cumulat a două tipuri de variaţie, şi anume:

a) *Variaţii diurne solare*, care au o periodicitate de 24 de ore. Acestea se datoresc inducţiei pe care o creează curenţii electrici produşi prin ionizarea păturilor superioare ale atmosferei sub acţiunea radiaţiilor solare.

b) *Variaţii diurne lunare*, care au o periodicitate de 25 de ore. După teoria Stewart-Schuster, acestea se datoresc deplasării păturilor de aer ale atmosferei înalte sub acţiunea de atracţie a lunii (maree ale păturilor atmosferice superioare), o dată cu care se deplasează şi curenţii electrici produşi prin ionizare sub acţiunea radiaţiilor solare. Distanţa variabilă faţă de Pămînt a acestor curenţi în timpul rotaţiei lui are ca efect o intensitate variabilă a cîmpului magnetic indus, care corespunde tocmai acestei variaţii diurne lunare.

Variaţiile diurne lunare au în general o intensitate pînă la 1/15 din aceea a variaţiilor diurne solare.

Variaţiile diurne ale cîmpului geomagnetic prezintă interes şi pentru prospecţiunea magnetometrică, deoarece măsurătorile magnetice efectuate la diverse ore ale aceleiaşi zile vor cuprinde şi efectul acestor variaţii. Pentru eliminarea variaţiilor diurne din valorile măsurate este necesară cunoaşterea cît mai precisă a acestora. În acest scop, variaţiile diurne ale cîmpului geomagnetic sînt înregistrate continuu în Observatoare geomagnetice.

În figura 21 este reprodusă o porţiune dintr-o magnetogramă înregistrată la Observatorul geomagnetic Surlari de pe teritoriul R. P. R., din care se poate constata modul în care au variat elementele *D*, *Z* şi *H* în zilele respective (04 şi 05.07.1957).

3.3. **Variaţii bruşte.** Sub acest nume sînt cuprinse o serie de variaţii în timp ale cîmpului geomagnetic (furtuni magnetice, perturbaţii *în golf*, pulsaţii, trenuri de unde etc.), care în general nu au un caracter periodic şi care apar aproape simultan pe întreaga suprafaţă a Pămîntului.

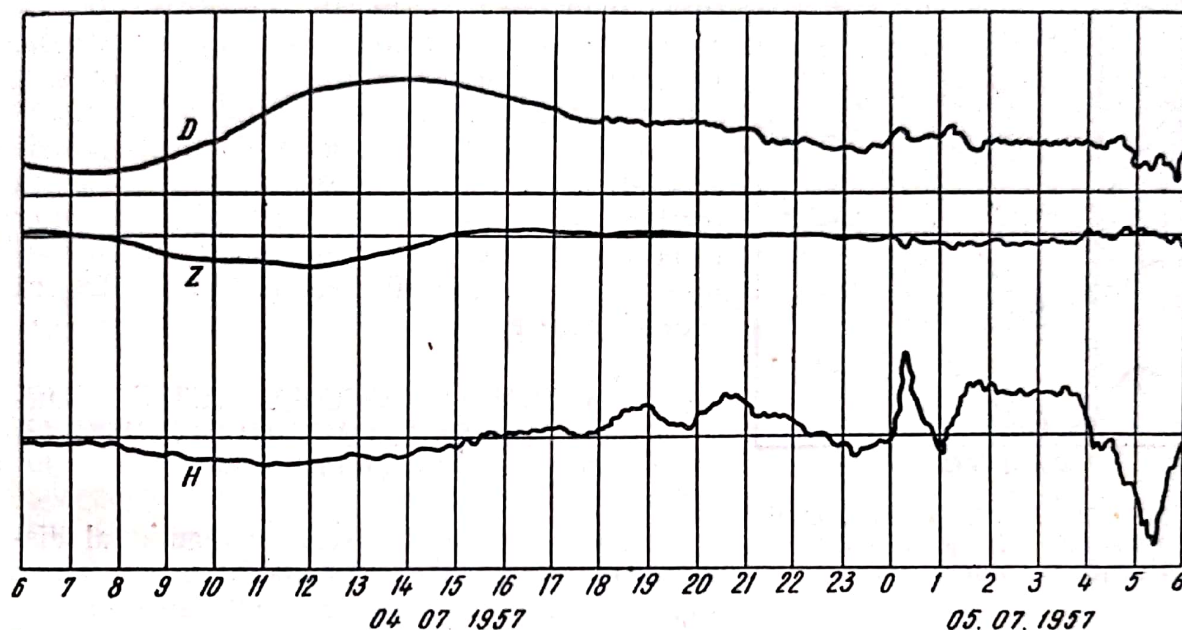


Fig. 21. Magnetogramă înregistrată la Observatorul geomagnetic Surlari din R.P.R.

Dintre acestea prezintă un interes deosebit pentru prospecţiunea magnetometrică numai *furtunile magnetice.* Acestea reprezintă variaţii intense şi rapide ale elementelor cîmpului geomagnetic, legate de fenomene violente în activitatea solară care produc ionizări şi respectiv inducţii puternice, ca efect al jetului brusc şi intens de particule electrizate sau radiaţii emise de Soare. Prin caracterul lor brusc şi violent, furtunile magnetice deranjează foarte mult măsurătorile magnetometrice de prospecţiune.

Furtunile magnetice nu apar la intervale fixe; după frecvenţa lor, aşa cum apare din datele statistice mai recente, ele tind să aibă o periodicitate în apariţia lor de circa 27 de zile, perioadă care corespunde rotaţiei medii a Soarelui în jurul axei sale.

Variaţiile bruşte ale cîmpului geomagnetic sînt atribuite exclusiv cauzelor externe şi sînt mai frecvente şi mai intense în perioadele de maximă activitate solară.

În figura 21 se poate observa după ora 17, în ziua de 04.07.1957, începutul unei furtuni magnetice. Este uşor de constatat morfologia neregulată, cu intensităţi mari, a variaţiilor diverselor elemente, în contrast cu variaţiile line şi de intensitate mică din perioada dinaintea acestei ore.

Caracterul aproape simultan al furtunilor magnetice este pus în evidență în figura 22, în care este reprodusă, după Heiland (1946), imaginea unei furtuni magnetice înregistrată la șase observatoare geomagnetice de pe teritoriul S.U.A.

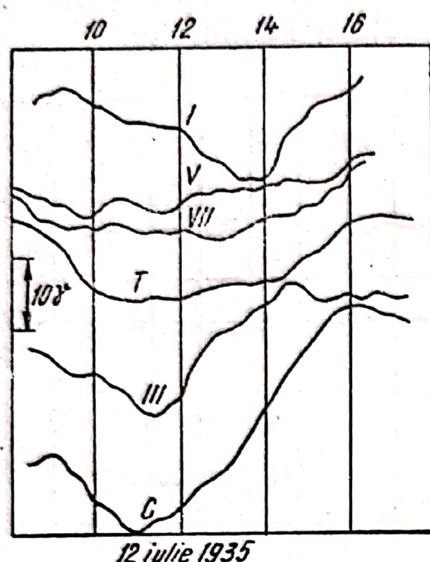


Fig. 22. Furtună magnetică înregistrată la 6 observatoare geomagnetice din S.U.A.

Se constată cu ușurință că începutul furtunii magnetice a apărut în jurul orei 9, aproape simultan la toate cele 6 observatoare. Aspectul morfologic și intensitatea celor șase înregistrări este însă net diferită de la un observator la altul, în funcție de coordonatele geografice ale fiecărui observator și de natura rocilor care constituie subsolul regiunilor respective, care au condiționat intensități diferite ale cîmpului geomagnetic indus cu această ocazie.

4. CÎMPUL GEOMAGNETIC NORMAL ȘI ANOMALIILE CÎMPULUI GEOMAGNETIC

Aspectul general destul de regulat al distribuției cîmpului geomagnetic pe întreaga suprafață a Pămîntului, atît cît este cunoscut în momentul de față, a condus la ideia separării acestuia în două părți, și anume: cîmpul geomagnetic normal (T_0) și anomalia cîmpului geomagnetic (ΔT). Acest lucru se poate exprima analitic prin următoarea relație

$$T = T_0 + \Delta T. \tag{71}$$

Cîmpul geomagnetic normal ar reprezenta partea regulată a cîmpului geomagnetic și ar corespunde magnetizării uniforme a interiorului Pămîntului, îndeosebi a mantalei și a nucleului acestuia.

Cîmpul geomagnetic normal nu este cunoscut și nu poate fi determinat în mod satisfăcător pe cale analitică (cum este, de exemplu, cazul cîmpului normal al gravității). El poate fi determinat pentru regiuni mai mult sau mai puțin întinse, prin măsurători, din valorile lui T în regiuni sau zone fără distribuție anomală a magnetizării rocilor din crusta terestră. Acest lucru apare clar din relația (71), deoarece, dacă efectul magnetic al crustei terestre este nul sau foarte mic, atunci ΔT este practic zero și T_0 devine egal cu T. În mod practic se poate realiza acest lucru prin efectuarea de determinări a valorilor cîmpului geomagnetic în zonele cu pachete groase de roci cristaline, calcaroase, sedimente tinere de natură cuarțoasă etc.

În general, cîmpul geomagnetic normal este determinat în condiții satisfăcătoare în momentul de față pentru teritoriul fiecărui stat. Cu titlu informativ reproducem mai jos relațiile care dau valorile normale ale elementelor

Caracterul aproape simultan al furtunilor magnetice este pus în evidență în figura 22, în care este reprodusă, după H e i l a n d (1946), imaginea unei furtuni magnetice înregistrată la șase observatoare geomagnetice de pe teritoriul S.U.A.

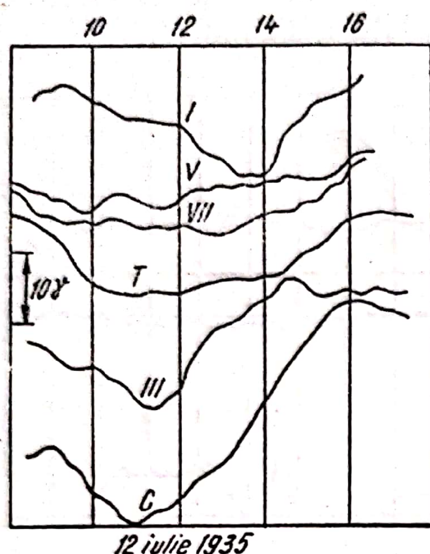


Fig. 22. Furtună magnetică înregistrată la 6 observatoare geomagnetice din S.U.A.

Se constată cu ușurință că începutul furtunii magnetice a apărut în jurul orei 9, aproape simultan la toate cele 6 observatoare. Aspectul morfologic și intensitatea celor șase înregistrări este însă net diferită de la un observator la altul, în funcție de coordonatele geografice ale fiecărui observator și de natura rocilor care constituie subsolul regiunilor respective, care au condiționat intensități diferite ale cîmpului geomagnetic indus cu această ocazie.

4. CÎMPUL GEOMAGNETIC NORMAL ȘI ANOMALIILE CÎMPULUI GEOMAGNETIC

Aspectul general destul de regulat al distribuției cîmpului geomagnetic pe întreaga suprafață a Pămîntului, atît cît este cunoscut în momentul de față, a condus la ideia separării acestuia în două părți, și anume: cîmpul geomagnetic normal (T_0) și anomalia cîmpului geomagnetic (ΔT). Acest lucru se poate exprima analitic prin următoarea relație

$$T = T_0 + \Delta T. \tag{71}$$

Cîmpul geomagnetic normal ar reprezenta partea regulată a cîmpului geomagnetic și ar corespunde magnetizării uniforme a interiorului Pămîntului, îndeosebi a mantalei și a nucleului acestuia.

Cîmpul geomagnetic normal nu este cunoscut și nu poate fi determinat în mod satisfăcător pe cale analitică (cum este, de exemplu, cazul cîmpului normal al gravității). El poate fi determinat pentru regiuni mai mult sau mai puțin întinse, prin măsurători, din valorile lui T în regiuni sau zone fără distribuție anomală a magnetizării rocilor din crusta terestră. Acest lucru apare clar din relația (71), deoarece, dacă efectul magnetic al crustei terestre este nul sau foarte mic, atunci ΔT este practic zero și T_0 devine egal cu T. În mod practic se poate realiza acest lucru prin efectuarea de determinări a valorilor cîmpului geomagnetic în zonele cu pachete groase de roci cristaline, calcaroase, sedimente tinere de natură cuarțoasă etc.

În general, cîmpul geomagnetic normal este determinat în condiții satisfăcătoare în momentul de față pentru teritoriul fiecărui stat. Cu titlu informativ reproducem mai jos relațiile care dau valorile normale ale elementelor

cîmpului geomagnetic pentru teritoriul R. P. R., valabile pentru data de 01.01.1950, determinate de L. Constantinescu şi colaboratori [1]

$$\begin{aligned} D &= 96{,}5' + 0{,}31848 \cdot \Delta\lambda + 0{,}20203 \cdot \Delta\varphi + 0{,}00010 \cdot \Delta\lambda \cdot \Delta\varphi + \\ &\quad + 0{,}00014 \cdot \Delta\lambda^2 - 0{,}00026 \cdot \Delta\varphi^2. \\ I &= 61^\circ 04{,}5' - 0{,}01804 \cdot \Delta\lambda + 0{,}91777 \cdot \Delta\varphi + 0{,}000544 \cdot \Delta\lambda \cdot \Delta\varphi + \\ &\quad + 0{,}000204 \cdot \Delta\lambda^2 + 0{,}000004 \cdot \Delta\varphi^2. \\ H &= 22\,480 + 0{,}5580 \cdot \Delta\lambda - 9{,}9985 \cdot \Delta\varphi - 0{,}0020 \cdot \Delta\lambda \cdot \Delta\varphi - \\ &\quad - 0{,}0018 \cdot \Delta\lambda^2 + 0{,}0057 \cdot \Delta\varphi^2. \end{aligned} \qquad (72)$$

Valorile lui D şi I sînt exprimate în grade, iar ale lui H, în γ.

Cu ajutorul relaţiilor din sistemul (72) pot fi calculate valorile normale ale elementelor D, I şi H, şi din acestea deduse valorile normale ale celorlalte elemente sau ale cîmpului total T, folosind relaţiile de interdependenţă din sistemul (70) pentru orice punct de pe teritoriul R. P. R., de coordonate geografice λ şi φ. Deoarece în relaţiile de mai sus intră diferenţele de coordonate $\Delta\lambda$ şi $\Delta\varphi$, care au semnificaţia următoare:

$$\Delta\lambda = \lambda - \lambda_0; \; \Delta\varphi = \varphi - \varphi_0, \qquad (73)$$

acestea se deduc din coordonatele punctului pentru care se face calculul şi din coordonatele Observatorului geomagnetic Surlari ($\varphi_0 = 44^\circ 40{,}80'$ şi $\lambda_0 = 26^\circ 15{,}20'$ E Greenwich), care reprezintă punctul fundamental la care sînt raportate formulele.

Anomalia cîmpului geomagnetic reprezintă partea neregulată, anormală, avînd semnificaţia de abatere a cîmpului geomagnetic T de la cîmpul geomagnetic normal T_0 într-un punct sau într-o regiune dată şi corespunde efectului magnetic al distribuţiei mai mult sau mai puţin întinse în suprafaţă a rocilor cu proprietăţi magnetice ridicate din interiorul crustei terestre.

Avînd în vedere importanţa maselor de roci cu proprietăţi magnetice ridicate din cuprinsul crustei terestre, sub aspectul dimensiunilor, volumului pe care îl ocupă şi a adîncimii la care se găsesc în subsol, anomaliile ΔT ale cîmpului geomagnetic se împart în trei categorii principale, şi anume:

— *anomalii continentale* (ΔT_1), produse de repartiţii de roci cu proprietăţi magnetice, care ocupă suprafeţe foarte întinse în subsol, se găsesc în volum mare şi în general la adîncimi mari. Ca un exemplu poate fi citată anomalia magnetică din Siberia de Est (care mai poartă numele şi de „polul siberian"), care ocupă o suprafaţă de circa 6 000 000 km² şi are o intensitate apropiată în valoare de aceea a polului geomagnetic boreal.

— *anomalii regionale* (ΔT_2), care ocupă regiuni mai puţin întinse şi au intensităţi mai reduse, fiind produse de prezenţa în subsol la adîncimi mai mici a acumulărilor de roci cu proprietăţi magnetice ridicate. Astfel de anomalii există şi pe teritoriul R. P. R., şi pot fi citate ca exemplu anomaliile magnetice regionale din Moldova de Nord, centrul Bazinului Transilvaniei, Dobrogea, estul Cîmpiei Romîne etc.

— *anomalii locale* (ΔT_3), care ocupă suprafeţe restrînse, fiind produse de acumulări superficiale şi locale ale rocilor feromagnetice sau ale mineralelor magnetice din zăcăminte. Astfel de anomalii magnetice se găsesc în număr mare pe teritoriul R.P.R.

[1] Comunicare personală.

Pe baza acestei clasificări, relaţia (71) poate fi scrisă sub forma

$$T = T_0 + \Delta T_1 + \Delta T_2 + \Delta T_3, \tag{74}$$

care exprimă analitic în mod clar aportul tuturor surselor de efecte magnetice create de constituţia internă a Pămîntului şi care se cumulează în valoarea cîmpului geomagnetic ce este măsurată pe suprafaţa acestuia.

Anomaliile cîmpului geomagnetic prezintă un interes deosebit din punct de vedere geologic, deoarece pe baza cartării lor în lucrările de prospecţiune magnetometrică se pot pune în evidenţă caracteristicile ascunse ale constituţiei subsolului sau prezenţa în subsol a diverse zăcăminte de minerale utile, îndeosebi ferifere.

CAPITOLUL VI

FENOMENE RADIOACTIVE NATURALE ŞI PROVOCATE

Pentru înţelegerea principiilor care stau la baza metodelor de prospecţiune şi carotaj radioactiv, este necesar ca în prealabil să ne reamintim unele cunoştinţe fundamentale de fizică atomică.

Este cunoscut faptul că materia sub formă de substanţă este constituită din atomi. La rîndul lor, atomii (elemente de substanţă cu un diametru de 10^{-8} cm) au o construcţie complicată, fiind constituiţi dintr-un nucleu în jurul căruia gravitează, pe una sau mai multe orbite, un număr oarecare de electroni.

Nucleul are un diametru de 10^{-12} cm şi o densitate de $1{,}5 \times 10^{14}$ g/cm^3. El este constituit dintr-o serie de particule, dintre care cele mai importante sînt următoarele:

— *Protonul*, particulă cu sarcina electrică pozitivă şi masă, care în general este luată ca unitate de comparaţie pentru celelalte particule intraatomice;

— *Neutronul*, particulă fără sarcină electrică şi masă ceva mai mare decît a protonului.

Protonii şi neutronii mai poartă numele de nucleoni, fiind consideraţi ca reprezentînd diferite stadii ale uneia şi aceleiaşi particule.

— *Mezonul*, particulă cu sarcina electrică pozitivă sau negativă şi cu masă 276/1845 din masa unui proton. Funcţiunea mezonilor este aceea de a crea coeziunea intranucleară dintre protoni şi neutroni.

Cercetările moderne de *fizică* în problema structurii atomului au condus la descoperirea și a altor particule intranucleare, cum ar fi, de exemplu, *pozitronul* (care apare în urma transformării neutronului în proton), precum și a unor antiparticule, ceea ce demonstrează adevărul tezei materialist-dialectice că, materia, lumea obiectivă este infinită și inepuizabilă și că aceasta (materia) nu poate fi redusă în ultimă analiză nici la atom, nici la electron, nici la vreo altă particulă elementară.

Electronii sînt particule extranucleare cu sarcină electrică negativă și masa egală cu 1/1845 din masa unui proton.

Atomii diferitelor elemente chimice sînt caracterizați prin două mărimi, și anume:

— *Numărul atomic* (Z), care este reprezentat de numărul total al protonilor din nucleu.

— *Greutatea atomică* sau *coeficientul de masă* (A), care este reprezentată de masa totală a nucleonilor (protoni + neutroni) din nucleu.

Atomii care au același număr atomic (Z), însă au greutate atomică diferită (A), poartă numele de izotopi. Este evident că, în cazul izotopilor numărul total al protonilor din nucleu este egal, însă diferă numărul neutronilor.

1. RADIOACTIVITATEA NATURALĂ

Atomii unor anumite elemente chimice au proprietatea de a se dezintegra în mod natural. Prin *dezintegrare atomică* se înțelege emisia uneia sau a mai multor particule din interiorul nucleului.

Fenomenul de dezintegrare naturală a unor elemente chimice poartă numele de *radioactivitate*, reprezentată de reacții nucleare spontane, caracterizate prin radiațiile emise. Majoritatea atomilor elementelor radioactive cunoscute se caracterizează prin radiații care pot fi considerate constante pe durata timpilor geologici.

Înainte de a trece în revistă caracteristicile acestor radiații, considerăm necesar să precizăm unele lucruri în legătură cu fenomenul radioactivității.

Dezintegrarea *spontană* a nucleelor elementelor radioactive are loc conform legii dezintegrării radioactive, după care numărul de nuclee dN, care se dezintegrează într-un interval de timp infinit mic dt, este proporțional cu numărul de nuclee N existente în momentul t, conform relației

$$\frac{dN}{dt} = -\lambda N, \tag{75}$$

în care $\frac{dN}{dt}$ reprezintă viteza de dezintegrare, iar λ reprezintă constanta de dezintegrare radioactivă a nucleului, adică fracțiunea din numărul total de nuclee care se dezintegrează în unitatea de timp.

Dacă se notează cu N_0 numărul inițial de nuclee și cu N numărul de nuclee rămase după timpul t, atunci se poate scrie

$$N = N_0 \cdot e^{-\lambda t}, \tag{76}$$

relație care arată că numărul de atomi ai unui element radioactiv scade cu timpul după o lege exponențială.

Cum dezintegrarea radioactivă a unui atom este un fenomen întîmplător, durata de viaţă a acestuia nu poate fi determinată „ a priori". Cu ajutorul constantei de dezintegrare λ, care reprezintă probabilitatea ca un nucleu să se transforme într-o unitate de timp, se poate calcula viaţa medie τ a unui număr mare de atomi.

dN fiind numărul de nuclee, respectiv de atomi, care s-au dezintegrat în intervalul de timp infinit de mic dt (cuprins între timpul t şi timpul $t + dt$), rezultă că aceşti atomi au existat şi în intervalul de timp t (cuprins între timpul 0 şi timpul t). Ţinînd cont de această observaţie şi în baza relaţiei (75), se poate scrie că durata totală de viaţă a acestor atomi va fi

$$t . dN = t \cdot \lambda \cdot N \cdot dt. \tag{77}$$

Suma duratelor de viaţă a celor N_0 atomi existenţi la timpul $t = 0$ va fi

$$\Sigma t = \int_0^\infty t \cdot \lambda \cdot N \cdot dt, \tag{78}$$

care se mai poate scrie, în acord cu relaţia (76),

$$\Sigma t = N_0 \cdot \int_0^\infty \lambda \cdot e^{-\lambda t} \cdot t \cdot dt \tag{79}$$

şi care, dacă se efectuează integrarea între limitele specificate, conduce la relaţia simplă:

$$\Sigma t = \frac{N_0}{\lambda} . \tag{80}$$

Pe baza relaţiei (80) se poate scrie acum că viaţa medie τ a unui atom este

$$\tau = \frac{\Sigma t}{N} \tag{81}$$

sau

$$\tau = \frac{1}{\lambda} . \tag{82}$$

Pentru caracterizarea vieţii unui atom radioactiv se foloseşte în practică nu timpul mediu de viaţă τ, ci o altă mărime, şi anume timpul de înjumătăţire T, definit ca intervalul de timp în decursul căruia se dezintegrează jumătate din numărul iniţial de atomi. Conform definiţiei şi pe baza relaţiilor de mai sus se poate scrie

$$\frac{N}{N_0} = \frac{1}{2} = e^{-\lambda t} \tag{83}$$

sau

$$T \cdot \lambda = L_n\ 2 = 0{,}693. \tag{84}$$

Timpul de înjumătăţire T, definit prin relaţia (84) este una din caracteristicile cele mai importante ale atomilor elementelor radioactive şi ale izotopilor acestora, deoarece pe baza acestuia se stabilesc aplicaţiile practice ale lor.

a) *Radiaţii*. S-a precizat mai sus că ceea ce caracterizează atomii elementelor radioactive sînt radiaţiile. Acestea sînt emisiuni spontane şi permanente produse prin dezintegrarea atomică, care au diferite proprietăţi particulare, dintre care cele mai importante sînt următoarele: traversează corpurile opace, descarcă corpurile electrizate, impresionează plăcile fotografice etc.

Radiaţiile produse prin dezintegrarea elementelor radioactive sînt de trei feluri:

— *Razele* α, care reprezintă emisiuni de particule grele, cu sarcină electrică pozitivă şi cu viteză mare (1/15—1/20 din viteza luminii). Aceste raze se propagă pînă la distanţe mici de sursa radioactivă şi au o putere mică de pătrundere, putînd fi oprite în propagarea lor de un ecran constituit dintr-o foaie de hîrtie.

— *Razele* β, care reprezintă emisiuni de particule cu sarcină electrică negativă (electroni) şi cu viteză foarte mare (99,8% din viteza luminii). Aceste raze se propagă pînă la distanţe mai mari şi au o putere de pătrundere relativ mică, putînd fi oprite în propagarea lor de ecrane de aluminiu în grosime de cîţiva milimetri. Ecranele deviază şi disperseazǎ radiaţiile β, deoarece particulele care le constituie au o masă mică.

— *Razele* γ, care reprezintă emisiuni de energie, de natură complexă (corpusculară şi ondulatorie), asemănătoare cu razele X şi care au o lungime de undă ceva mai mică decît aceea a luminii. Viteza de propagare a razelor γ este egală cu aceea a luminii, adică 3×10^{10} cm/s, iar frecvenţa lor este funcţie de energia radiaţiei. Puterea de pătrundere a razelor γ este mare, din care cauză acestea mai poartă numele şi de *radiaţii penetrante*, fiind oprite în propagarea lor de ecrane de plumb de 12 mm grosime sau de ecrane de aluminiu de 55 mm grosime.

Dezintegrarea radioactivă comportă existenţa simultană a celor trei feluri de radiaţii specificate mai sus, astfel încît prospecţiunea radiometrică şi carotajul radioactiv pot pune în evidenţă, după tipul de aparatură folosită şi condiţiile de aplicare a metodei respective, oricare din aceste radiaţii.

b) *Emanaţii*. Aceştia sînt corpi gazoşi aparţinînd fiecărei familii de elemente radioactive şi sînt respectiv: radonul, thoronul şi actinonul. Emanaţiile au proprietăţi radioactive şi se dezagregă de asemenea spontan în produşi radioactivi.

Emanaţiile difuzează în aer, însă din cauza dezintegrării spontane a lor distanţa la care se pot transmite de substanţa care le-a produs este în general mică. Dintre toate emanaţiile, radonul difuzează în aer la distanţe mai mari.

În subsol, emanaţiile se găsesc în echilibru radioactiv cu substanţele radioactive care le produc şi migrează datorită stării lor fizice gazoase, în păturile de aer din vecinătatea solului.

Umiditatea solului influenţează conţinutul în emanaţii, deoarece cu cît acesta este mai mare, cu atît solul conţine o cantitate mai mică de emanaţie. De asemenea, factorii meteorologici influenţează conţinutul în emanaţii a aerului la sol, care este invers proporţional cu umiditatea aerului.

În prospecţiunea radiometrică, ca şi în cercetările de laborator de acest gen, sînt folosite pe lîngă radiaţii şi emanaţiile ca indicatori ai prezenţei substanţelor radioactive.

c) *Ionizarea*. Radiaţiile şi îndeosebi razele γ ciocnesc atomii mediului înconjurător, deplasînd electronii extranucleari de pe orbitele lor şi în modul acesta ionizează mediul [1]. Acest fenomen al ionizării păturilor de aer de la suprafaţa solului, sub acţiunea radiaţiilor emise de substanţele radioactive din subsol, este deosebit de important şi stă la baza uneia din metodele de prospecţiune radiometrică. Este de precizat că intensitatea ionizării aerului de la sol fiind direct proporţională cu intensitatea radiaţiei care o produce, metoda capătă un caracter cantitativ.

În cele de mai sus au fost precizate noţiunile principale legate de fenomenul complex al radioactivităţii, pe care le-am considerat ca strict necesare pentru înţelegerea substratului fizic al metodelor de prospecţiune radiometrică şi carotaj radioactiv care formează obiectul acestui capitol. În cele ce urmează vom prezenta cîteva relaţii cantitative în legătură cu intensitatea şi propagarea radiaţiilor surselor radioactive, a căror cunoaştere va uşura înţelegerea problemelor de metodică şi tehnică privind prospecţiunea radiometrică şi carotajul radioactiv.

Să considerăm o sursă radioactivă punctiformă de masă m, a cărei intensitate este J_0. Intensitatea j_0 pe unitatea de masă va fi evident

$$j_0 = \frac{J_0}{m}. \tag{85}$$

Radiaţiile unei astfel de surse vor suporta un fenomen de absorbţie în spaţiul înconjurător. Să notăm cu $-\mathrm{d}J$ intensitatea absorbită de un volum elementar $\mathrm{d}v$ din spaţiul înconjurător. Pe baza acestor notaţii se poate scrie că intensitatea absorbită de o unitate de volum din acest spaţiu şi pe care să o notăm cu q va fi

$$q = \frac{\mathrm{d}J}{\mathrm{d}v}. \tag{86}$$

Într-un mediu absorbant, omogen şi cu coeficient de absorbţie totală μ, intensitatea radiaţiei la o distanţă r este dată de relaţia

$$J = J_0 \cdot e^{-\mu r}. \tag{87}$$

Să considerăm în jurul sursei punctiforme o coroană circulară de grosime $\mathrm{d}r$, volumul acestei coroane fiind

$$\mathrm{d}v = 4\pi r^2 \cdot \mathrm{d}r. \tag{88}$$

Variaţia intensităţii $-\mathrm{d}J$ la trecerea radiaţiei prin acest element de volum va fi

$$-\mathrm{d}J = q \cdot 4\pi r^2 \cdot \mathrm{d}r. \tag{89}$$

[1] Particulele emise prin dezintegrarea radioactivă şi care poartă sarcină electrică pozitivă sau negativă, trecînd prin vecinătatea unui atom, acţionează reciproc cu electronii din învelişul extranuclear al acestuia. Dacă este smuls un electron din atomul respectiv, molecula din care face parte va avea un surplus de sarcină pozitivă şi va apărea ca un *ion pozitiv*; electronul smuls se va alătura unui alt atom şi atunci molecula din care acesta face parte va avea un surplus de sarcină negativă, devenind un *ion negativ*.

Dar valoarea lui $-dJ$ poate fi de asemenea obţinută prin diferenţierea relaţiei exponenţiale (87) şi este

$$-dJ = \mu \cdot J_0 \cdot e^{-\mu r} \cdot dr. \tag{90}$$

Relaţiile (89) şi (90) permit a scrie egalitatea

$$J_0 \cdot e^{-\mu r} = q \cdot 4\pi r^2 \tag{91}$$

şi cum din relaţia (85) se poate obţine

$$J_0 = j_0 \cdot m, \tag{92}$$

valoare care se poate înlocui în relaţia (91), se poate scrie egalitatea

$$\mu \cdot j_0 \cdot m \cdot e^{-\mu r} = q \cdot 4\pi r^2, \tag{93}$$

din care se poate deduce final:

$$q = \frac{\mu \cdot j_0}{4\pi} \cdot \frac{m}{r^2} \cdot e^{-\mu r}. \tag{94}$$

Factorul

$$k = \frac{\mu \cdot j_0}{4\pi} \tag{95}$$

poartă numele de *numărul lui EVE* şi are o deosebită importanţă practică în legătură cu fenomenul de absorbţie al radiaţiilor în mediul înconjurător.

Combinarea relaţiilor (94) şi (95) ne permite să scriem final

$$q = k \cdot \frac{m}{r^2} \cdot e^{-\mu r}. \tag{96}$$

Este de remarcat că intensitatea radiaţiei absorbită de unitatea de volum q (a mediului înconjurător) este direct proporţională, prin intermediul numărului lui EVE, cu masa sursei radioactive şi funcţiunea exponenţială $e^{-\mu r}$ şi invers proporţională cu pătratul distanţei acesteia faţă de sursă. Cum însă în urma absorbţiei radiaţiei se produce ionizarea elementului de volum, relaţia (96) dă în acelaşi timp măsura intensităţii acestei ionizări.

După ce am precizat aceste lucruri, putem trece acum mai departe.

Să considerăm că într-un spaţiu nedefinit I, caracterizat printr-un coeficient de absorbţie totală μ_1 este delimitat un spaţiu finit II, de volum v, caracterizat printr-un coeficient de absorbţie totală μ_2. Fie un punct P oarecare în spaţiul I, în care se găseşte o sursă de radiaţii de masă radioactivă m. Radiaţia absorbită, respectiv ionizarea produsă în mediul II va fi

$$Q = \iiint_v q \cdot dv, \tag{97}$$

în care q este ionizarea produsă de sursa radioactivă din P asupra unui element de volum dv din mediul II.

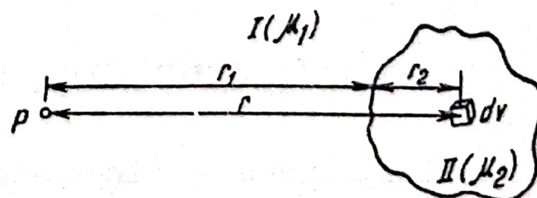


Fig. 23. Schiţă conţinînd datele necesare demonstrării principiului reciprocităţii.

Dacă înlocuim valoarea lui q, conform relației (96), se poate scrie:

$$Q = k_2 \cdot \iiint_v \frac{m}{r^2} \cdot e^{-(\mu_1 r_1 + \mu_2 r_2)} \cdot dv. \tag{98}$$

Inversînd acum problema, să considerăm că substanța radioactivă este diseminată omogen în mediul II, avînd o cantitate medie ρ de substanță radioactivă conținută în unitatea de volum. Masa activă a mediului II va fi atunci

$$M = \iiint_v \rho \cdot dv \tag{99}$$

și ionizarea produsă de această masă în punctul P, respectiv radiația absorbită, va fi

$$q_P = k_1 \cdot \iiint_v \frac{\rho \cdot dv}{r^2} \cdot e^{-(\mu_1 r_1 + \mu_2 r_2)}. \tag{100}$$

Dacă împărțim relația (98) prin (100), obținem raportul

$$\frac{Q}{q_P} = \frac{k_2 \cdot m}{k_1 \cdot \rho}, \tag{101}$$

care reprezintă expresia analitică a principiului reciprocității între radiația unui volum și aceea a unui punct, enunțat de L. V. King.

Principiul reciprocității este de o deosebită valoare practică, deoarece calculul lui Q pe baza relației (98) este din punct de vedere matematic mult mai simplu decît calculul lui q_P pe baza relației (100). Folosind acest principiu, ionizarea produsă de un element geologic oarecare (zăcămînt, structură etc.), într-un punct exterior oarecare, poate fi calculată considerînd ionizarea unei surse radioactive echivalente plasată în acel punct și produsă într-un volum egal cu a elementului geologic respectiv și apoi folosită relația (98). În acest mod pot fi calculate efectele teoretice produse de diferite elemente geologice geometrizate, care sînt de un neprețuit ajutor în interpretarea geologică, îndeosebi a anomaliilor radiometrice cartate cu ocazia prospecțiunilor de acest gen.

2. RADIOACTIVITATEA PROVOCATĂ

Sub acțiunea unui bombardament de neutroni sau de radiații γ, atomii iradiați manifestă unele fenomene care stau la baza metodelor de carotaj radioactiv prin radioactivitate provocată. Acestea sînt următoarele:

a) *Reacția* (n,γ). Această reacție are loc atunci cînd atomii sînt supuși unui bombardament de neutroni rapizi și se datorește capacității pe care o au nucleele acestora de a captura neutroni și de a emite o radiație γ secundară.

Neutronii pot fi produși fie prin bombardarea cu raze α (produse de exemplu de radiu sau radon) a unor elemente ca beriliu, litiu, poloniu etc., fie prin iradierea cu raze γ a beriliului sau a deuteriului. În urma unui astfel de bombardament sau de iradiere, sursa va produce fie numai neutroni, fie neutroni însoțiți de o intensă iradiere de raze γ; aceasta depinde de amestecul de elemente folosite ca sursă de neutroni. Noi ne vom opri atenția deocamdată numai asupra radiației neutronice primare.

Radiația neutronică primară, constituită din neutroni rapizi, are o putere de penetrație mare. Prin circulația neutronilor, aceștia ciocnesc nucleele atomilor întîlniți în cale, pierzînd o parte din energia lor cinetică și deci micșorîndu-și viteza. În urma mai multor ciocniri, însoțite de pierderi succesive de energie și viteză, neutronii rapizi devin neutroni lenți. Acești neutroni lenți au o putere de penetrație mult mai mică, în general, însă sînt foarte susceptibili de a fi capturați de nucleele atomilor din mediul prin care circulă. Această capturare a neutronilor de către nuclee este însoțită de emisiunea unei radiații γ secundare.

Intensitatea radiației γ secundare este funcție de procesul de încetinire a vitezei neutronilor rapizi, care, la rîndul lui, este funcție de conținutul mediului în elemente cu număr atomic și de masă mic și în primul rînd de hidrogen, deoarece la nucleele acestor atomi reacția (n, γ) este mai puternică.

Trebuie de asemenea specificat că radiația γ secundară încetează la un interval de timp scurt după încetarea bombardamentului cu neutroni.

b) *Difuzia neutronilor în mediul bombardat*. S-a precizat că trecerea fluxului de neutroni rapizi printr-un mediu are ca urmare scăderea vitezei acestora și transformarea lui într-un flux de neutroni lenți. Neutronii lenți a căror viteză scade pînă la nivelul mișcării de agitație termică a moleculelor (2 200 m/s) poartă numele de neutroni termici. Pe măsură ce se îndepărtează de sursă, fluxul format din neutronii termici se reduce datorită capturării și dispersării neutronilor de către nucleele mediului bombardat, ca urmare a unui fenomen de difuzie.

Intensitatea fluxului de neutroni termici este funcție de proprietățile neutronice ale mediului bombardat, distanța de încetinire, distanța de difuzie, viața medie a neutronului etc. și reprezintă o măsură pentru densitatea neutronilor în acest mediu.

c) *Dispersia radiațiilor* γ. Prin interacțiunea cuantelor γ cu substanța (efectul Compton[1] are loc un fenomen de dispersare a radiațiilor γ primare, care însoțesc fluxul de neutroni produși prin iradierea beriliului sau a deuteriului. Măsura acestui fenomen este dată de intensitatea radiației γ dispersate, care are un sens contrariu cu a radiației γ primare.

Fenomenele de radioactivitate naturală sînt utilizate în metodele de prospecțiune radiometrică (radiometrie și emanometrie) și la carotajul radioacti-

---

[1] Dacă o cuantă γ ciocnește un electron cu energie de legătură mai mică, transmite electronului numai o parte din energia sa; cuanta γ își va continua drumul într-o altă direcție față de cea inițială cu o energie mai redusă decît înainte de ciocnire, iar electronul va fi proiectat și el într-o direcție diferită, devenind un *electron de șoc* sau *electron Compton*.

vităţii naturale; fenomenele de radioactivitate provocată sînt folosite numai la metodele de carotaj al radioactivităţii provocate, respectiv carotaj (n—γ), carotaj (n—n) şi carotaj (γ—γ).

CAPITOLUL VII

PROPRIETĂŢILE RADIOACTIVE ALE ROCILOR ŞI FORMAŢIUNILOR GEOLOGICE

În legătură cu proprietăţile radioactive ale rocilor şi formaţiunilor geologice trebuie să facem o distincţie între proprietăţile pe care le manifestă acestea din punctul de vedere al radioactivităţii naturale şi al radioactivităţii provocate.

1. PROPRIETĂŢI RADIOACTIVE NATURALE

Proprietăţile radioactive naturale ale rocilor şi formaţiunilor geologice sînt dependente de conţinutul acestora în elemente radioactive şi mineralele acestora, care în general sînt prezente în cantităţi variabile sub formă de diseminare în toate tipurile de roci.

În natură există peste 40 de minerale care au proprietăţi radioactive, dintre care majoritatea reprezintă compuşi ai uraniului, actiniului şi thoriului. În afară de aceasta, unele minerale de potasiu, rubidiu, samariu, luteţiu şi rheniu prezintă o radioactivitate mai slabă. Mai jos dăm lista elementelor respective împreună cu schemele proceselor de dezintegrare radioactivă mai importante şi produşii finali stabili ai acestora şi cu specificarea greutăţii atomice sau coeficientul de masă (A) pentru elemente şi izotopii acestora.

Potasiu (K^{40}) $\nearrow$ Calcium (Ca^{40})
$\rightarrow$ Argon (A^{40})

Rubidiu (Rb^{87}) $\rightarrow$ Stronţiu (Sr^{87})

Samariu (Sm^{150})

Luteţiu (Lu^{175})

Rheniu (Re^{186})

Thoriu (Th^{232}) $\rightarrow$ Plumb (Pb^{208})

Uraniu: Uraniu (U^{238}) $\rightarrow$ Uraniu (U^{234}) $\rightarrow$ Thoriu (Th^{230}) $\rightarrow$ Radiu (Ra^{226}) $\rightarrow$ $\rightarrow$ Radon ($R_n{}^{222}$) $\rightarrow$ Plumb (Pb^{210}) $\rightarrow$ Poloniu (Po^{210}) $\rightarrow$ Plumb (Pb^{206}); Uraniu (U^{235}) $\rightarrow$ Protoactiniu (Pa^{231}) $\rightarrow$ Actiniu (Ac^{227}) $\rightarrow$ Plumb (Pb^{207}).

În transformarea radioactivă a elementelor mai importante se disting trei serii de transformări succesive, pe care se bazează aplicarea prospecțiunii și carotajului radioactiv, și anume:

a) seria uraniului, care începe cu U^{238} și printre ai cărui produși intermediari de dezintegrare figurează și radiul;

b) seria actiniului, care începe de la un alt izotop al uraniului, și anume U^{235};

c) seria thoriului, care începe cu izotopul Th ^{232}.

Produșii finali de dezintegrare ai tuturor acestor serii sînt izotopii plumbului, și anume: pentru seria *a*) izotopul Pb^{206}, pentru seria *b*) izotopul Pb^{207} și pentru seria *c*) izotopul Pb^{208}.

Mineralele radioactive cele mai importante, atît din punctul de vedere al elementului radioactiv pe care îl conțin cît și al răspîndirii lor în natură, sînt următoarele:

Minerale de potasiu: silvina (KCl); carnalit ($KCl \cdot Mg \cdot Cl_2 \cdot 6H_2O$); muscovit ($K_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$); biotitul ($K_2O \cdot 6\,(Mg,Fe)\ O \cdot Al_2O_3 \cdot 6\ SiO_2 \cdot 2H_2O$); polihalit ($K_2Mg\,Ca_2(SO_4)_4 \cdot 2H_2O$); kainit ($KMg(SO_4)\ Cl \cdot 3H_2O$); alunit ($K\,Al_3(SO_4)_2(OH)_6$); leucit ($K\ (Al \cdot Si_2O_6)$).

Minerale de thoriu: monazit ((Ce, La, Th) ($Po_4 \cdot SiO_4$)); thorit ($ThSiO_4$); thorianit (ThO_2); ferrithorit (Th, Fe)SiO_4.

Minerale de uraniu: uraninit (UO_2); torbernit ($Cu(UO_2)_2 \cdot (Po_4)_2 \cdot 12H_2O$); zeunerit ($Cu(UO_2)_2 \cdot (AsO_4)_2 \cdot 12H_2O$); metatorbernit ($Cu(UO_2)_2 \cdot (Po_4)_2(Po_4)_2 \cdot 8H_2O$); tyuyamunit ($Ca(UO_2)_2 \cdot (VO_4)_2 \cdot 8H_2O$); carnotit ($K_2(UO_2)_2 \cdot (VO_4)_2 \cdot 3H_2O$); kasolit ($Pb(UO_2) \cdot (SiO_4) \cdot H_2O$); autunit ($Ca(UO_2)_2 \cdot (PO_4)_2 \cdot 8H_2O$).

De primă importanță pentru prospecțiunea și carotajul radioactiv rămîn însă mineralele de uraniu, deoarece produșii radioactivi ai acestuia sînt mulți, au viață lungă și produc radiații puternice.

În tabelul 7 reproducem, după S a b b a Ș t e f ă n e s c u (Man. Ing. de Mine, 1952), conținuturile medii în diverse elemente radioactive ale diferitelor tipuri principale de roci din natură.

Tabelul 7

Tipul rocii	*Conținutul în SiO_2* (%)	*Conținutul în K_2O* (%)	*Conținutul în Ra* (g/g rocă)	*Conținutul în Th* (g/g rocă)
Roci eruptive acide	74	4,2	$3{,}01 \times 10^{-12}$	$2{,}05 \times 10^{-5}$
Roci eruptive neutre	60	3,8	$2{,}57 \times 10^{-12}$	$1{,}64 \times 10^{-5}$
Roci eruptive bazice	48	1,4	$1{,}28 \times 10^{-12}$	$0{,}56 \times 10^{-5}$
Roci sedimentare			$1{,}40 \times 10^{-12}$	$0{,}16 \times 10^{-5}$

Se poate spune, în mod general, că radioactivitatea rocilor acide este mai mare decît a altor roci eruptive și că în interiorul acestei grupe ea crește cu conținutul în SiO_2. Rocile eruptive bazice au o radioactivitate mai scăzută, comparabilă cu a celor sedimentare. La rocile metamorfice, radioactivitatea are valori variabile, după cum ele provin la origine din roci eruptive

acide sau sedimentare. Se mai poate remarca şi faptul că elementele radioactive sînt prezente în toate tipurile de roci din natură, cum de altfel s-a specificat anterior.

Pentru carotajul intensităţii radiaţiei γ naturale interesează în mod deosebit proprietăţile radioactive naturale ale rocilor sedimentare. În figura 24 este reprodus, după Dahnov (1961), un grafic din care apar domeniile de variaţie ale conţinutului în grame radiu-echivalent [1] pe un gram de rocă, pentru principalele tipuri de roci sedimentare.

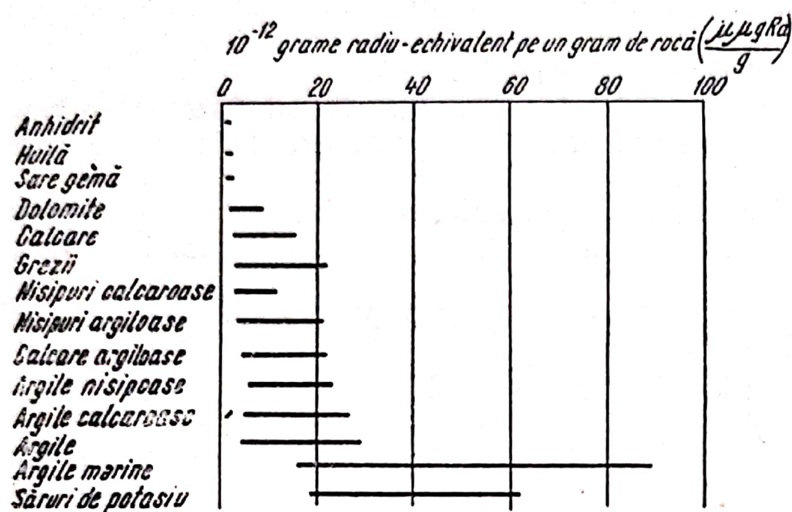


Fig. 24. Radioactivitatea principalelor tipuri de roci sedimentare.

În general, radioactivitatea naturală cea mai intensă o au, pentru rocile sedimentare, argilele depuse în zonele adînci ale bazinelor de sedimentare (argile marine, argile bituminoase, mîluri cu globigerine şi radiolari etc.); urmează apoi în ordine descrescătoare sărurile de potasiu, argilele depuse în zonele mai puţin adînci ale bazinelor de sedimentare, marnele, argilele calcaroase şi nisipoase, nisipuri, gresii, calcare şi dolomite, apoi gipsuri, anhidrite, sare gemă şi cărbuni minerali.

Creşteri ale conţinutului în elemente radioactive se înregistrează la oricare din rocile sedimentare, dacă rocile respective conţin material coloidal, fin dispersat, într-un procent mai mare decît cel normal. De asemenea, radioactivitatea rocilor sedimentare poate să crească brusc, dacă ele conţin elemente radioactive într-un procent mai mare; aşa este cazul gresiilor monazitice, calcarelor cu conţinut de uraniu etc.

În legătură cu carotajul radioactiv trebuie avută în vedere şi radioactivitatea apelor subterane, care poate atinge niveluri ridicate, mai ales în cazul apelor minerale de adîncime.

Din cele arătate mai sus se constată că diferitele tipuri de roci şi substanţe minerale utile din natură se diferenţiază după proprietăţile radioactive naturale. Aceasta asigură aplicarea prospecţiunii radiometrice, îndeosebi pentru

[1] Un gram radiu-echivalent este egal cu cantitatea totală de elemente radioactive în care se produce pe secundă, în medie, dezintegrarea a $3,7 \times 10^{10}$ atomi, ceea ce corespunde numărului de atomi dezintegraţi de un gram de radiu într-o secundă. Deoarece rocile sedimentare au un conţinut foarte mic de elemente radioactive, se foloseşte ca unitate practică un micromicrogram radiu-echivalent la un gram de rocă $= 10^{-12}$ gram radiu-echivalent la un gram rocă.

punerea în evidență a zăcămintelor de minerale radioactive sau de alte minerale asociate cu minerale radioactive, care se găsesc în contrast de conținut față de masa rocilor din jur; totodată, diferențierea rocilor sedimentare îndeosebi, permite aplicarea carotajului intensității radiației γ naturale, datorită diferențierii diverselor tipuri de roci din această categorie, după conținutul lor în minerale radioactive.

2. PROPRIETĂȚI RADIOACTIVE PROVOCATE

Aceeași diferențiere a diferitelor tipuri de roci și substanțe minerale utile se constată și din punctul de vedere al fenomenelor legate de radioactivitatea provocată, ceea ce asigură aplicabilitatea metodelor de carotaj al radioactivității provocată în anumite probleme geologice.

a) *Intensitatea radiației γ secundare* este funcție de compoziția mineralogică a rocii și în principal de conținutul în fluide a acesteia, respectiv în hidrogen.

Astfel, rocile cimentate cu porozitate mică, cum sînt unele calcare și dolomite compacte, gresii cimentate, șisturi etc., vor condiționa valori ridicate ale intensității radiației γ secundare.

Nisipurile, calcarele și dolomitele fisurate și cavernoase, gresiile cu porozitate mai mare etc. vor condiționa valori mijlocii ale intensității radiației γ secundare.

În schimb, unele marne și argile, datorită conținutului lor mare în fluide, vor condiționa valori mici ale intensității radiației γ secundare.

b) *Difuzia neutronilor în roca bombardată* depinde cantitativ de compoziția mineralogică a rocilor care realizează atît încetinirea neutronilor cît și capturarea diferențiată a acestora.

Intensitatea fluxului de neutroni termici înregistrează valori mari în dreptul rocilor carbonatate compacte (calcare și dolomite), a anhidritului, a rocilor colectoare cu conținut de gaze și a rocilor eruptive; valori mici ale acestei mărimi sînt înregistrate în dreptul rocilor colectoare cu petrol sau ape (mai ales mineralizate), argilelor, șisturilor argiloase și a rocilor cu conținut de minerale de Mn, Cl, Cd, B etc. (care au secțiune mare de capturare și funcționează ca buni încetinitori de neutroni).

c) *Dispersia radiațiilor γ*. Caracteristica rocilor care comandă dispersia radiațiilor γ este densitatea; așadar, de fapt, diferențierea rocilor după densitate atrage după sine și diferențierea lor după dispersia radiațiilor γ. Inten-

sitatea radiației γ-γ va înregistra maxime în dreptul stratelor cu densitate mică (cărbuni, sare, nisipuri etc.) și minime în dreptul acelora cu densitate mare (calcare, dolomite, gresii, roci eruptive, minereuri metalifere etc.)

CAPITOLUL VIII

PRODUCEREA ȘI PROPAGAREA UNDELOR ELASTICE

Rocile și formațiunile geologice nu fac parte propriu-zis din categoria materialelor elastice. Ele reprezintă în realitate un amestec de materiale rigide și plastice, astfel încît la eforturi mari au deformări mari și permanente, comportîndu-se ca niște materiale plastice, iar la eforturi mici au deformări mici, care se anulează la încetarea eforturilor, comportîndu-se deci ca niște materiale elastice. Din această cauză, rocile și formațiunile geologice sînt considerate ca materiale c v a s i e l a s t i c e.

1. DEFORMĂRI ELASTICE. PARAMETRII ELASTICI ȘI LEGĂTURA DINTRE ACEȘTIA ȘI VITEZA DE PROPAGARE A UNDELOR ELASTICE

Deformările elastice sînt acele deformări care la încetarea efortului se anulează, mediul respectiv revenind la dimensiunile pe care le-a avut înainte de apariția efortului. În acest caz, mediul poartă numele de mediu elastic.

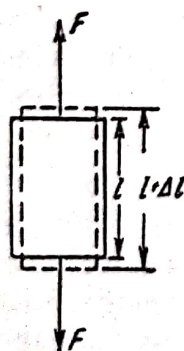


Fig. 25. Schiță cu elementele deformării unei probe de material la tensiune.

Așa cum s-a precizat mai sus, rocile și formațiunile geologice se comportă ca un mediu elastic la apariția efortului producător al undelor, cu excepția zonelor imediat vecine locului de aplicare a efortului unde au loc deformări plastice. Datorită comportamentului elastic al acestora, principiile și legile din teoria elasticității au o largă aplicare în fundamentarea teoretică a metodelor de prospecțiune seismometrică.

Din punct de vedere elastic, mediile se caracterizează prin anumiți parametri. *Parametrii elastici* sînt următorii:

a) *Coeficientul de elasticitate* sau *coeficientul alungirii longitudinale* (α). Este definit ca raportul dintre alungirea (la tensiune) sau scurtarea (la compresiune) a unui volum de material și lungimea lui inițială, după direcția aplicării unei forțe unitare (v. fig. 25). Relația analitică între aceste elemente este următoarea

$$\alpha = \frac{\Delta l}{l}. \qquad (102)$$

b) *Modulul de elasticitate* sau *modulul lui Young* (E) este reprezentat de valoarea inversă a coeficientului de elasticitate şi este dat de relaţia

$$E = \frac{1}{\alpha} \tag{103}$$

sau

$$E = \frac{l}{\Delta l}. \tag{104}$$

Introducerea acestui parametru s-a făcut din cauză că valoarea coeficientului de elasticitate α este în general foarte mică, fiind greu de utilizat în calculele numerice.

c) *Coeficientul contracţiei transversale* (β). Este definit ca raportul dintre contracţie (la tensiune) sau dilatare (la compresiune) a suprafeţei transversale pe direcţia aplicării forţei şi suprafaţa secţiunii iniţiale a volumului de material (v. fig. 26). Relaţia analitică între aceste elemente este cea de mai jos

$$\beta = \frac{\Delta s}{s}. \tag{105}$$

d) *Coeficientul lui Poisson* (μ) reprezintă raportul dintre coeficientul contracţiei transversale şi coeficientul de elasticitate, adică

$$\mu = \frac{\beta}{\alpha} \tag{106}$$

sau

$$\mu = \frac{\frac{\Delta s}{s}}{\frac{\Delta l}{l}}. \tag{107}$$

e) *Coeficientul de compresibilitate* ($\varkappa$) este definit ca raportul dintre presiunea aplicată şi variaţia relativă a volumului de material respectiv sau în expresie analitică

$$\varkappa = \frac{\frac{F}{s}}{\frac{\Delta v}{v}}, \tag{108}$$

în care Δv reprezintă variaţia absolută a volumului v iniţial.

f) *Modulul de compresiune* sau *factorul de incompresibilitate* (k) este reprezentat de valoarea inversă a coeficientului de compresibilitate, adică

$$k = \frac{1}{\varkappa} \tag{108, a}$$

şi a fost introdus pentru aceleaşi raţiuni ca şi modulul de elasticitate E.

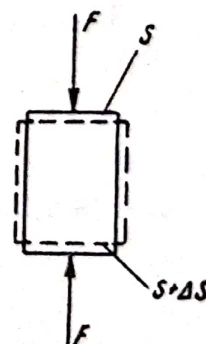


Fig. 26. Schiţă cu elementele deformării unei probe de material la compresiune.

g) *Modulul de forfecare* sau *rigiditate* (n). Este definit ca raportul dintre presiunea de forfecare și alungirea relativă longitudinală în planul forfecării a unui material (v. fig. 27). Expresia analitică a acestuia este

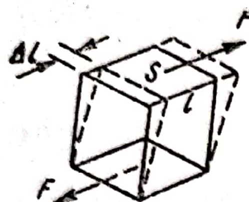


Fig. 27. Schiță cu elementele deformării unei probe de material la forfecare.

$$n = \frac{\frac{F}{s}}{\frac{\Delta l}{l}}. \tag{109}$$

h) *Coeficienții lui Lamé* (λ și ν). Aceștia sînt parametrii care corespund unor coeficienți care reies din dezvoltarea matematică a teoriei elasticității și dintre care numai ν are o semnificație fizică directă, fiind corespunzător modulului de forfecare n.

Legătura dintre coeficienții lui Lamé și parametrii elastici definiți anterior este dată de relațiile

$$\lambda = \frac{\mu}{(1+\mu)\cdot(1-2\mu)} \cdot E \tag{110}$$

și

$$\nu = \frac{1}{2\cdot(1+\mu)} \cdot E \tag{111}$$

Din punctul de vedere al propagării undelor elastice, interesul parametrilor elastici al mediilor prin care se propagă undele este justificat de legătura care există între aceștia și viteza de propagare a undelor elastice în mediile respective. Pentru a pune în evidență acest lucru, redăm mai jos relațiile dintre viteza de propagare a diferitelor unde și parametrii elastici:

— Unde elastice longitudinale:

$$v_l = \sqrt{\frac{3\cdot(1-\mu)}{\varkappa\cdot\delta\cdot(1+\mu)}} = \sqrt{\frac{\lambda+2\nu}{\delta}}. \tag{112}$$

— Unde elastice transversale:

$$v_t = \sqrt{\frac{E}{\delta}\cdot\frac{1}{2\cdot(1+\mu)}} = \sqrt{\frac{\nu}{\delta}}. \tag{113}$$

— Unde elastice de suprafață:

$$v_s = 0{,}9194\cdot v_t. \tag{114}$$

În relațiile (112), (113) și (114), δ reprezintă densitatea mediului respectiv.

Relațiile de legătură de mai sus arată posibilitatea utilizării lor în două direcții, și anume: fie pentru determinarea vitezei de propagare pe baza valorilor acestor parametri determinați în laborator, fie pentru determinarea parametrilor elastici și deci a caracterului materialului prin care a avut loc

propagarea undelor elastice pe baza valorilor vitezelor de propagare a acestora. Prima cale este folosită cu prioritate în prospecţiunea seismometrică, iar a doua în studiile seismologice privind constituţia internă a Pămîntului.

2. PRODUCEREA ŞI PROPAGAREA UNDELOR ELASTICE

Atunci cînd are loc un cutremur de pămînt natural sau este produsă o explozie, granulele rocilor şi ale formaţiunilor geologice care constituie scoarţa terestră (pînă la o anumită adîncime, în funcţie de intensitatea fenomenului) sînt puse în mişcare în toate direcţiile spaţiului în raport cu punctul de producere. Mediul fiind cvasielastic, granulele au deplasări mici şi revin la poziţia iniţială, transmiţînd totodată aceste deplasări granulelor învecinate. În modul acesta apar unde elastice în toate direcţiile în raport cu punctul de producere a lor, denumite *unde de volum*. Suprafaţa solului fiind ea însăşi o limită de separaţie foarte bună (între sol şi aer, medii cu proprietăţi fizice foarte diferite), vor apărea şi *unde de suprafaţă*, adică unde elastice care se propagă numai pe limita de separaţie şi în imediata vecinătate din adîncime a acesteia, datorită deformărilor elastice a particulelor de material din această zonă.

Să considerăm în primul rînd cazul simplu al unui mediu omogen. Într-un mediu omogen şi izotrop din punct de vedere elastic, dacă este aplicată o forţă de şoc într-un punct oarecare a lui, granulele de material intră în vibraţie şi zona din imediata vecinătate a punctului de şoc va fi împinsă către exterior după o suprafaţă sferică. Raza acestei sfere va creşte progresiv cu o cantitate constantă în timp, care depinde de proprietăţile elastice ale mediului. Granulele de material intrate în vibraţie vor transmite din aproape în aproape deplasările şi acestea vor trece prin valori de maxim şi de minim (destinderi şi comprimări ale mediului) care se vor plasa tot pe suprafeţe sferice. În modul acesta iau naştere unde longitudinale de volum (v. fig. 28).

Undele elastice sînt caracterizate prin anumite elemente şi anume:

— Suprafeţele sferice pe care se plasează granulele mediului cu o aceeaşi deplasare la un moment dat poartă numele de *fronturi de undă*. La distanţe foarte mari de punctul de şoc, suprafeţele sferice tind către suprafeţe plane şi atunci undele devin *unde elastice plane*, a căror ecuaţie este mai simplă şi o redăm mai jos.

$$P = A \cdot \sin \frac{2\pi}{\lambda} \cdot (x - v \cdot t), \quad (115)$$

în care P este presiunea exercitată asupra granulelor la un moment dat t

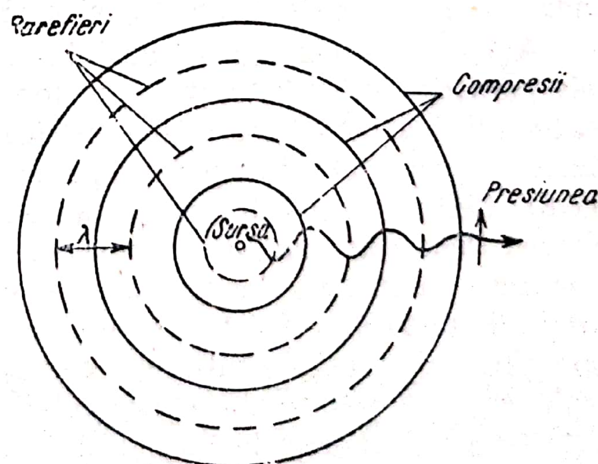


Fig. 28. Secţiune prin planul sursei undelor elastice într-un mediu elastic omogen.

după producerea undei, x este distanţa la care se găseşte unda plană de punctul de producere la acel moment, λ este lungimea de undă şi v este viteza de propagare a undelor elastice.

— Linia permanent perpendiculară la suprafaţa fronturilor de undă dusă din punctul de producere a undelor elastice poartă numele de *rază de undă*. În cazul undelor sferice şi a undelor plane, razele de undă sînt linii drepte.

— Distanţa între două sfere învecinate de comprimare sau destindere maximă poartă numele de *lungime de undă* şi se notează cu λ.

— Intervalul de timp scurs între două comprimări sau destinderi maxime care trec prin acelaşi punct poartă numele de *perioadă* şi se notează cu T.

— Valoarea inversă a perioadei, reprezentînd numărul de comprimări sau destinderi maxime care trec în unitatea de timp printr-un punct oarecare al mediului, poartă numele de *frecvenţă* şi se notează cu n. Legătura între frecvenţă şi perioadă este evident, conform definiţiei,

$$n = \frac{1}{T}, \tag{116}$$

iar între frecvenţă, lungimea de undă şi viteza de propagare este

$$\lambda = \frac{v}{n}. \tag{117}$$

În cazul general, în care mediul nu este omogen şi izotrop din punct de vedere elastic, lucrurile sînt mult mai complicate. Dacă anizotropia şi neomogenitatea mediului respectă unele legi, reflectate prin legi de variaţie a vitezei de propagare, atunci fronturile de undă iau forma de elipsoizi, paraboloizi etc. În cazul general, cînd viteza nu variază cu adîncimea după o anumită lege, fronturile de undă iau forma unor suprafeţe oarecare în funcţie de caracteristicile elastice locale ale mediului. În toate cazurile, razele de undă nu mai sînt linii drepte, ci curbe.

Avînd în vedere că domeniul mare de aplicabilitate a prospecţiunii seismometrice este în problemele formaţiunilor sedimentare, fundamentarea matematică a metodelor seismometrice foloseşte ipoteza unor medii stratificate, cu suprafeţe de separaţie plane, orizontale sau înclinate. În astfel de medii, fiecare strat este considerat omogen şi izotrop din punct de vedere elastic. Pentru aceasta, aşa cum se va vedea în capitolele următoare, se poate considera că undele elastice care se propagă sînt unde sferice sau plane şi razele de undă sînt drepte, ipoteze care simplifică mult tratarea matematică fără a impieta asupra rezultatelor care rămîn de ordinul de mărime al valorilor reale care caracterizează elementele geologice din subsol.

S-a precizat deja la începutul acestui capitol că undele elastice care se propagă în subsol pot fi de două feluri, şi anume: unde de volum şi unde de suprafaţă. Fiecare dintre acestea, după caracteristicile mişcării granulelor

de material intrate în vibraţie, se împart la rîndul lor în alte două feluri de unde. Iată care sînt acestea, cu precizările necesare înţelegerii caracteristicilor lor:

2.1. Unde elastice de volum

a) *Unde longitudinale* (*P*). Aceste unde elastice se caracterizează prin comprimări şi destinderi succesive ale materialului pe direcţia de propagare a undei (v. fig. 29, *a*). Undele elastice longitudinale au viteza de propagare cea mai mare dintre toate tipurile de unde.

b) *Unde transversale* (*S*). Aceste unde se caracterizează prin deplasări cu răsuciri şi forfecări succesive ale granulelor de material în planul perpendicular pe direcţia de propagare (v. fig. 29, *b*). Viteza de propagare a undelor transversale este întotdeauna mai mică decît a undelor longitudinale.

2.2. Unde elastice de suprafaţă

Caracteristica generală a acestui tip de unde elastice este că amplitudinea (deplasarea maximă a granulelor de material) scade exponenţial cu adîncimea, astfel încît ele nu se propagă decît în vecinătatea suprafeţei.

a) *Unde Rayleigh* (*R*). Mişcarea particulelor de material la acest tip de unde elastice se face după nişte elipse situate în plan vertical şi în sens retrograd direcţiei de propagare, axa mare a elipselor fiind verticală (v. fig. 29, *c*).

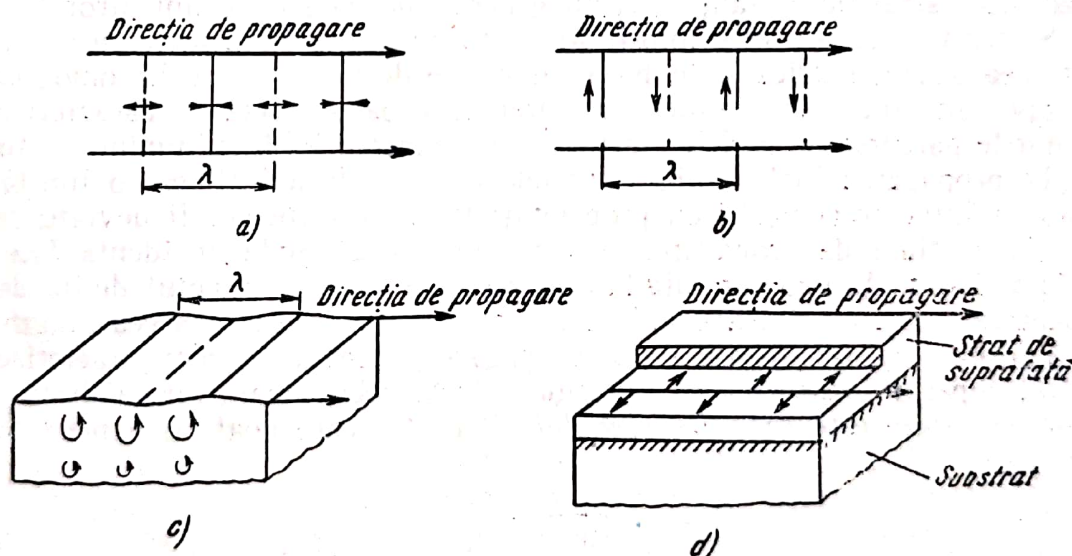


Fig. 29. Caracteristicile undelor elastice.

b) *Unde Love* (*L*). Aceste unde elastice sînt unde de suprafaţă, de tipul celor transversale, situate într-un plan paralel cu al suprafeţei solului (v. fig. 29, *d*).

Viteza de propagare a undelor de suprafaţă este mai mică decît aceea a undelor de volum transversale.

Propagarea undelor elastice în subsol satisface mai multe legi. Acestea sînt:

— *Legea scăderii energiei undelor elastice cu distanța.* Energia unei unde elastice scade cu distanța față de punctul de producere al ei, datorită *absorbției energiei* în mediul în care se propagă (o parte din energia inițială se transformă în căldură, datorită frecării care are loc între granulele de material). Cunoașterea cantitativă a pierderilor de energie cu distanța este de un deosebit interes pentru prospecțiunea seismometrică, deoarece în funcție de valoarea acestora se dimensionează șarjele de explosiv, pentru ca undele elastice care se reîntorc la suprafață să fie utile, adică să aibă suficientă energie pentru a fi înregistrate.

— *Principiul lui* H u y g e n s, care poate fi formulat în modul următor: „fiecare punct al unei unde într-un mediu omogen și izotrop poate fi considerat la rîndul lui ca o sursă de unde sferice". Acest principiu se extinde evident și la medii neomogene și anizotrope, cu precizarea că undele generate în diversele puncte nu vor mai fi sferice, ci cu fronturi de undă reprezentate de niște suprafețe oarecare.

Principiul lui H u y g e n s stă la baza tuturor reprezentărilor grafice ale mersului undelor în subsol, pe baza cărora se stabilesc ecuațiile fundamentale ale metodelor de prospecțiune seismometrică.

— *Principiul lui* F e r m a t. Acest principiu precizează că raza de undă de la sursă pînă la un punct oarecare al mediului în care se face propagarea reprezintă întotdeauna *drumul de parcurgere al undei în minimum de timp*. Acest lucru este valabil pentru orice fel de medii, fie ele omogene și izotrope, stratificate sau, în cazul general, neomogene și anizotrope.

Și acest principiu este folosit în reprezentările grafice utilizate în prospecțiunea seismometrică și în baza lui razele de undă în medii omogene și izotrope sînt reprezentate de linii drepte, deoarece acestea caracterizează drumurile parcurse de undele elastice în propagarea lor în minimum de timp.

În propagarea lor în subsol, undele elastice dacă întîlnesc o limită de separație între două medii cu proprietăți fizice diferite vor fi deviate de la direcția inițială de propagare. Să presupunem că unda incidentă face un unghi de incidență i cu normala la limita de separație în punctul de incidență cu aceasta și că unda deviată va face un unghi de deviere r cu aceeași normală. Dacă v_1, δ_1 și v_2, δ_2 sînt vitezele de propagare și densitățile care caracterizează mediul superior, respectiv cel inferior, atunci relația cantitativă dintre unghiuri și viteze este dată de *legea lui* S n e l l care poate fi exprimată ca mai jos:

$$\frac{\sin i}{\sin r} = \frac{v_1}{v_2} \qquad (118)$$

și care arată că există proporționalitate între raporturile sinusurilor unghiurilor și a vitezelor în mediile respective.

După valoarea unghiului de incidență i pot avea loc trei cazuri, și anume:

— Dacă unghiul de incidență este suficient de mic, atunci unda deviată rămîne în același mediu cu unda incidentă și atunci se spune că unda este reflectată de limita de separație. În acest caz vom avea $v_1 = v_2$, și atunci $\sin r' = \sin i$, respectiv $r' = i$.

— Dacă unghiul de incidenţă creşte pînă la o anumită valoare i_c, care poartă numele de *unghi critic de incidenţă*, atunci unda nu va rămîne nici în mediul superior, dar nici nu va pătrunde în mediul inferior, ci va călători chiar pe limita de separaţie. În acest caz se spune că unda deviată face reflexie totală şi se consideră că ea călătoreşte pe limita de separaţie cu viteza mediului inferior, adică v_2. Pentru acest caz vom avea $r'' = 90°$, adică $\sin r'' = 1$, ceea ce conduce la valoarea unghiului critic de incidenţă i_c care este dat de relaţia

$$\sin i_c = \frac{v_1}{v_2}. \qquad (118, a)$$

— Dacă unghiul de incidenţă creşte peste valoarea lui i_c, atunci unda deviată va pătrunde în mediul inferior şi atunci se spune că unda este refractată de limita de separaţie. În acest caz, valoarea unghiului de refracţie r''' va fi dată de relaţia dedusă din relaţia (118)

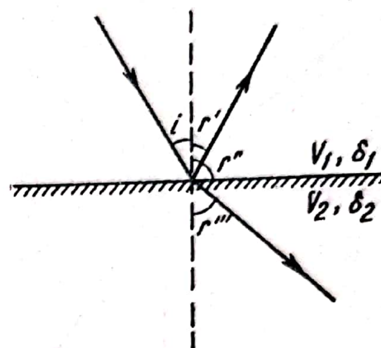


Fig. 30. Devierea undelor elastice la incidenţa cu o limită de separaţie.

$$\sin r''' = \frac{v_2}{v_1} \cdot \sin i. \qquad (119)$$

Direcţiile de deviere a undelor elastice sînt reprezentate calitativ în figura 30 pentru cele trei cazuri de mai sus, unghiul de incidenţă i putînd lua succesiv valorile corespunzătoare respective, aşa cum au fost precizate mai sus.

În general, atunci cînd o undă elastică întîlneşte în propagarea ei o limită de separaţie, în punctul de incidenţă cu aceasta iau naştere patru unde, şi anume: două corespund reflexiei (P şi S) şi două corespund refracţiei (P şi S). Energia fiecăreia din cele patru unde depinde de valoarea unghiului de incidenţă şi de contrastele de densitate şi de viteză de propagare dintre cele două medii, iar suma energiilor celor patru unde este egală cu energia undei incidente (la punctul de incidenţă).

Să presupunem că unda incidentă este o undă longitudinală. Undele derivate din ea la punctul de incidenţă sînt: unda longitudinală reflectată (PP_1), unda transversală reflectată (PS_1), unda longitudinală refractată (PP_2) şi unda transversală refractată (PS_2), care fac cu normala la limita de separaţie unghiurile r_p, r_s, R_p şi R_s respectiv. Unda longitudinală incidentă (P) face cu normala în punctul de incidenţă unghiul i. De asemenea să considerăm că mediul superior este caracterizat prin viteza undelor longitudinale v_{p1}, viteza undelor transversale v_{s1} şi densitatea δ_1, iar mediul inferior este caracterizat prin viteza undelor longitudinale v_{p2}, viteza undelor transversale v_{s2} şi densitatea δ_2.

Fie relaţiile dintre valorile celor patru viteze de propagare a undelor elastice reprezentate de şirul de inegalităţi de mai jos

$$v_{p2} > v_{p1} > v_{s2} > v_{s1}. \qquad (120)$$

Dacă se aplică undelor respective (v. şi fig. 31) legea lui Snell, se obţine

$$\frac{v_{p1}}{\sin i} = \frac{v_{p1}}{\sin r_p} = \frac{v_{s1}}{\sin r_s} = \frac{v_{p2}}{\sin R_p} = \frac{v_{s2}}{\sin R_s}. \qquad (121)$$

(Este de remarcat că şirul de egalităţi de mai sus este egal mai departe cu v^*, care poartă numele de *viteză aparentă*.)

Din relaţiile (121) se pot deduce valorile unghiurilor pe care le fac cele patru unde derivate în raport cu normala la limita de separaţie, în funcţie de unghiul de incidenţă, şi anume:

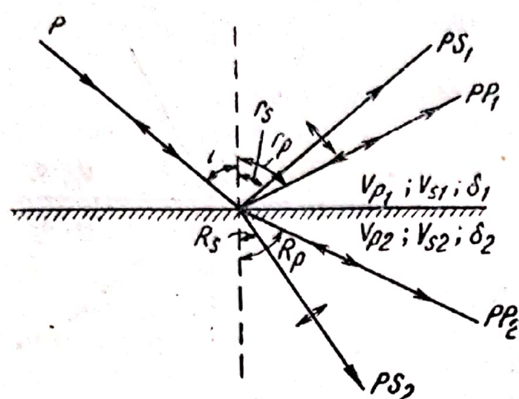


Fig. 31. Reflecţia şi refracţia unei unde incidente longitudinale.

a) Unghiul de r e f l e x i e r_p al *undei longitudinale reflectate* PP_1 este egal cu unghiul de incidenţă i al undei incidente longitudinale P. Acest lucru reiese din relaţia (121), dacă scriem numai egalitatea

$$\frac{v_{p1}}{\sin i} = \frac{v_{p1}}{\sin r_p}, \tag{122}$$

din care rezultă imediat

$$\sin r_p = \sin i, \tag{123}$$

respectiv,

$$r_p = i. \tag{124}$$

b) Unghiul de r e f l e x i e r_s al *undei transversale reflectate* PS_1 este mai mic decît unghiul de incidenţă i al undei incidente longitudinale P. Acest lucru apare clar din relaţia (121) dacă scriem numai egalitatea

$$\frac{v_{p1}}{\sin i} = \frac{v_{s1}}{\sin r_s}, \tag{125}$$

de unde

$$\sin r_s = \frac{v_{s1}}{v_{p1}} \cdot \sin i. \tag{126}$$

Cum însă $v_{s1} < v_{p1}$, raportul din membrul al doilea al relaţiei (126) va fi subunitar şi deci vom avea

$$\sin r_s < \sin i, \tag{127}$$

respectiv

$$r_s < i. \tag{128}$$

c) Unghiul de r e f r a c ţ i e R_p al *undei longitudinale refractate* PP_2 este mai mare decît unghiul de incidenţă i al undei incidente longitudinale P. Acest lucru reiese din relaţia (121) dacă scriem numai egalitatea

$$\frac{v_{p1}}{\sin i} = \frac{v_{p2}}{\sin R_p}, \tag{129}$$

de unde rezultă

$$\sin R_p = \frac{v_{p2}}{v_{p1}} \cdot \sin i. \tag{130}$$

Cum $v_{p2} > v_{p1}$, raportul din membrul al doilea al relaţiei (130) va fi supraunitar şi dacă vom avea

$$\sin R_p > \sin i, \tag{131}$$

respectiv

$$R_p > i. \tag{132}$$

d) Unghiul de r e f r a c ţ i e R_s al *undei transversale refractate* PS_2 este mai mic decît unghiul de incidenţă i al undei incidente longitudinale P. Acest lucru reiese din relaţia (121), dacă scriem numai egalitatea

$$\frac{v_{p1}}{\sin i} = \frac{v_{s2}}{\sin R_s}, \tag{133}$$

din care rezultă imediat

$$\sin R_s = \frac{v_{s2}}{v_{p1}} \cdot \sin i. \tag{134}$$

Cum însă $v_{s2} < v_{p1}$, raportul din membrul al doilea al relaţiei (134) va fi subunitar, aşa încît vom avea

$$\sin R_s < \sin i, \tag{135}$$

respectiv

$$R_s < i. \tag{136}$$

Un raţionament identic poate fi făcut şi pentru cazul în care unda incidentă este o undă transversală.

Dintre toate felurile de unde elastice, în prospecţiunea seismometrică nu sînt folosite ca unde utile decît cele longitudinale, aparatura fiind construită numai pentru înregistrarea acestora. Pentru aceasta, la prezentarea metodelor de prospecţiune seismometrică vom folosi numai unda longitudinală incidentă, unda longitudinală reflectată şi unda longitudinală refractată (în cazul particular al reflexiei totale). Celelalte unde, transversale şi de suprafaţă (R a y l e i g h şi L o v e), sînt folosite împreună şi cu cele longitudinale numai în studiile seismologice, astfel încît interesul lor este secundar din punctul de vedere al prospecţiunii seismometrice.

CAPITOLUL IX

VITEZA DE PROPAGARE A UNDELOR ELASTICE ÎN ROCI ŞI FORMAŢIUNI GEOLOGICE

S-a precizat deja mai înainte că parametrul fizic care intervine în prospecţiunea seismometrică şi din a cărui cauză soluţia dimensională a problemei nu este univocă este *viteza de propagare* a undelor elastice, care se notează cu v. De asemenea s-a arătat că viteza de propagare a undelor elastice într-un mediu oarecare este în directă dependenţă de proprietăţile elastice ale acestuia.

Ceea ce va caracteriza rocile şi formaţiunile geologice din punctul de vedere al aplicabilităţii prospecţiunii seismometrice va fi deci viteza de propagare a undelor elastice prin acestea. Este deci de prim interes ca acest parametru fizic să fie cît mai bine cunoscut, pentru a se putea asigura succesul prospecţiunii seismometrice.

1. METODE DE DETERMINARE A VITEZEI DE PROPAGARE A UNDELOR ELASTICE

Pentru cunoaşterea valorilor vitezei de propagare a undelor elastice prin diferite roci sau formaţiuni geologice există mai multe metode de determinare. Acestea sînt:

1.1. **Determinarea vitezei de propagare a undelor elastice prin încercări de laborator pe baza probelor de rocă.** Această metodă poate fi folosită la rocile care au un suficient grad de consolidare, pentru a putea fi tăiate în probe cilindrice.

Aplicarea ei se poate face pe două căi, şi anume:

a) Procedeul static, folosind presiuni. Metoda constă în a determina modulul de elasticitate E şi coeficientul lui Poisson μ, prin aplicarea unei presiuni cunoscute asupra probei cilindrice de rocă.

Determinarea modulului de elasticitate se face pe baza relaţiei generale (104), valabilă pentru o probă de dimensiuni oarecare şi o forţă oarecare:

$$E = \frac{l}{\Delta l} \cdot \frac{F}{s}, \tag{137}$$

iar a coeficientului lui Poisson pe baza relaţiei (106) deja cunoscute. Aceşti doi parametri elastici sînt suficienţi pentru determinarea celorlalţi şi împreună cu densitatea pentru determinarea în final a vitezei de propagare a undelor elastice.

Tabelul 8

Tipul rocii	$E \times 10^{11}$	v *(m/s)*	*Tipul rocii*	$E \times 10^{11}$	v *(m/s)*
Roci sedimentare			*Roci eruptive*		
Gresii	0,80—1,80	2 100—3 000	Granite	3,71—7,50	4 100—6 000
Argile compacte	1,37—1,80	2 700—3 000	Sienite nefelinice	6,29	5 300
Marne compacte	1,23—5,47	2 560—5 120	Essexite	6,71	5 400
Calcare	1,93—7,25	3 560—5 800	Anortozite	8,25	5 900
Roci metamorfice			Norite	8,82	6 200
Gneisse	4,50	4 700	Gabbrouri	10,20—12,00	6 700—7 300
Şisturi cloritoase	7,00	5 400	Dunite	16,40—17,50	7 900—8 400
Calcare cristaline	6,12—9,90	5 300—6 600	Diabaze	7,64—11,40	5 800—7 100
Cuarţite	7,34	5 800	Obsidianuri	4,82	4 200
Grauwacke	7,60	5 900	Pechsteine	5,64	5 300
			Bazalte	5,68—10,15	4 900—6 400

În tabelul 8 sînt date valori numerice ale modulului de elasticitate şi ale vitezei pentru cele mai importante tipuri de roci, stabilite prin procedeul static.

b) *Procedeul dinamic*, folosind vibraţii. La acest procedeu, proba cilindrică este fixată la mijlocul lungimii ei şi antrenată să vibreze orizontal prin aplicarea unei forţe de impuls la unul din capetele ei. Impulsurile sînt de frecvenţă continuu variabilă, pînă cînd se obţine amplitudinea maximă a vibraţiilor probei cilindrice. În acest moment, frecvenţa de rezonanţă a probei poate fi considerată practic egală cu frecvenţa naturală a ei.

Viteza de propagare a undelor elastice prin roca din care este tăiată proba cilindrică este dată de relaţia

$$v = l \cdot n, \tag{138}$$

în care l este lungimea probei şi n frecvenţa naturală a ei.

1.2. **Determinarea vitezei de propagare a undelor elastice prin măsurători seismometrice.** Din această categorie fac parte multe metode bazate pe reflexia sau refracţia undelor elastice la limitele de separaţie din subsol. Deoarece este prematur de a le descrie înainte de cunoaşterea metodelor de prospecţiune seismometrică pe care se bazează, ele vor fi prezentate împreună cu aceste metode în capitolele următoare.

Ceea ce este important din capul locului de precizat este că metodele de determinare a vitezei din această categorie sînt singurele care dau rezultate bune în cazul rocilor neconsolidate sau friabile. În afară de aceasta mai prezintă marele avantaj că furnizează valori medii ale vitezei de propagare pe pachete de roci, ceea ce de asemenea este deosebit de important. Din aceste motive şi avînd în vedere larga aplicabilitate a prospecţiunii seismometrice în problemele geologice legate de roci sedimentare, aceste metode de determinare a vitezei sînt metodele de bază folosite în practica prospecţiunii seismometrice, valorile obţinute prin metodele prezentate anterior avînd doar un caracter comparativ.

În tabelul 9 de mai jos dăm limitele între care variază viteza de propagare a undelor elastice pentru principalele tipuri de roci, apă şi aer, adică mediile în care are loc propagarea undelor elastice în practica prospecţiunii seismometrice.

Tabelul 9

Roca	v (m/s)	*Roca*	v (m/s)
Aer	330	Şist argilos	3 000—5 000
Nisip uscat, loess, soluri	300— 800	Sare în diapire de sare	4 500—5 500
Nisip umed	1 000—1 300	Calcare	4 000—6 000
Apă	1 400	Dolomite	4 000—6 000
Nisip, marnă	1 600—1 900	Anhidrite	5 000—6 000
Argilă terţiară	2 000—2 200	Şisturi cristaline	4 000—6 000
Marnă slab consolidată	2 100—2 600	Granite şi alte roci intrusive	5 000—6 000
Gresie mezozoică	2 200—3 000		
Marnă şi argilă consolidată	2 600—4 500		

Valorile vitezei de propagare a undelor elastice înscrise în tabelul 9 şi care au un caracter general conturează domeniile în care sînt cuprinse vitezele principalelor roci din natură care intră în constituţia formaţiunilor geologice, precum şi valorile contrastelor de viteză care sînt de aşteptat în diversele situaţii geologice din natură.

2. FACTORI DE VARIABILITATE A VITEZEI DE PROPAGARE A UNDELOR ELASTICE

Marea diversitate a situaţiilor în care se pot găsi rocile şi formaţiunile geologice din natură face ca în unele cazuri, chiar aceeaşi rocă cu un conţinut mineralogic definit, să prezinte o viteză de propagare a undelor elastice diferită.

Printre factorii cei mai importanţi care produc variaţia vitezei de propagare a undelor elastice notăm următorii:

2.1. **Porozitatea.** Porozitatea rocii sau formaţiunii geologice prin care se propagă undele elastice este unul din factorii cei mai importanţi pentru fixarea valorii vitezei de propagare a acestora. Viteza de propagare a undelor elastice scade în valoare pe măsură ce creşte porozitatea mediului. Relaţia de interdependenţă între aceste mărimi a fost stabilită de Willie şi colaboratori [1] sub forma

$$\frac{1}{v} = \frac{1-p}{v_m} + \frac{p}{v_l}, \tag{139}$$

în care v este viteza în roca respectivă, v_m viteza în elementele minerale ale rocii şi v_l viteza în fluidul care ocupă spaţiul lacunar al rocii, iar p este porozitatea.

În literatura de specialitate există şi alte relaţii de legătură între viteza de propagare a undelor elastice şi unii parametri elastici, a căror valoare este influenţată direct de porozitate. Ca un exemplu citām relaţia dată de Nafe şi Drake [2] sub forma

$$\frac{1}{K} = \frac{1-p}{K_m} + \frac{p}{K_l}, \tag{140}$$

în care K este modulul de compresiune al rocii respective, K_m şi K_l modulele de compresiune a elementelor minerale ale rocii, respectiv a fluidului care ocupă spaţiul lacunar, iar p este porozitatea.

Porozitatea are o influenţă foarte mare asupra vitezei de propagare a undelor elastice. Hicks şi Berry [3] citează o variaţie de 60% în valoarea vitezei de propagare atunci cînd porozitatea creşte de la 3% la 30%.

---

[1] M.R. Willie, A.R. Geogory and L.W. Gardner, *Elastic wave velocities in heterogenous and porous media*, Geophysics, XXI, 1, 1956.

[2] J.E. Nafe and L.C. Drake, *Variation with depth in shallow and deep water marine sediments of porosity, density and velocities of compressional and shear waves*, Geophysics, XXII 3, 1957.

[3] W. G. Hicks and J.E. Berry, *Fluid saturation of rocks from velocity loggs*, Geophysics, XXI, 3, 1956.

2.2. **Adîncimea la care se găsesc rocile în subsol.** Datorită presiunii litostatice care creşte în valoare cu adîncimea, viteza de propagare a undelor elastice în subsol apare ca o funcţie crescătoare de adîncime. Acest lucru apare clar din datele pe care le prezentăm în tabelul 10 pentru formaţiuni geologice din S. U. A.

Tabelul 10

Formaţiunea	*Adîncimea*		
	< 600 m	600—900 m	900—1 200 m
Pliocen-Oligocen	2 000	2 200	2 500
Eocen	2 200	2 700	3 100
Cretacic	2 300	2 800	3 300
Permian	2 600	3 300	—
Devonian	4 100	4 100	4 100

Un alt exemplu concludent în acest sens este reprodus în tabelul 11, pentru roci ale Cretacicului superior din Germania de *Nord*.

Tabelul 11

Formaţiunea	*Adîncimea*				
	< 50 m	50—150 m	150—400 m	400—750 m	750—1200 m
Cretacic superior	2 000—2 100	2 100—2 500	2 500—2 700	3 000—4 300	4 500—4 800

Se poate constata cu uşurinţă din tabelele 10 şi 11 că adîncimea este un factor foarte important pentru valoarea vitezei de propagare a undelor elastice, care acţionează cu atît mai mult, cu cît roca sau formaţiunea geologică respectivă este mai puţin consolidată la adîncimi mici.

2.3. **Anizotropia rocilor sedimentare şi şistuoase.** În general, în natură sînt foarte rare cazurile în care roci sau formaţiuni geologice să poată fi considerate în mod satisfăcător ca omogene şi izotrope. Marea majoritate a rocilor sedimentare şi şistuoase sînt anizotrope din punct de vedere elastic, proprietăţile lor elastice şi respectiv viteza de propagare a undelor elastice variind după orientarea direcţiei care sînt luate în considerare. Aceasta din cauza varietăţii tipurilor de roci care intră în constituţia coloanei sedimentare, a intercalaţiilor, a proceselor de sedimentare ritmică etc.

Anizotropia proprietăţilor elastice poate atinge, de la caz la caz, valori mari, aşa cum se poate constata din tabelele 12 şi 13, în care sînt reproduse valorile vitezei de propagare a undelor elastice pe direcţiile paralelă şi perpendiculară la şistuozitate sau stratificaţie, atît pe bază de încercări de laborator (tabelul 12) cît şi pe bază de măsurători seismometrice (tabelul 13).

Tabelul 12

Felul rocii	$E \times 10^{11}$ ∥	$E \times 10^{11}$ ⊥	v ∥	v ⊥
Gneiss	3,52	1,30		
Şist argilos	8 44	3,74		
Şist argilos (carbonifer)	1,20	0,30	2 500	1 800
	2,90	1,10	3 700	2 300
	2,70	1,30	3 700	2 550
Gresie (carbonifer)	1,40	1,30	2 700	2 600

Tabelul 13

Felul rocii şi vîrsta	v ∥	v ⊥
Strate roşii (Triasic)	3 780	2 950
Strate roşii (Permian)	4 850	3 940
Sare (Permian)	5 500	4 250
Sare, anhidrit, calcar	6 060	4 600
Calcar	6 700	4 900
Calcar (Paleogen inferior)	5 310	4 100

Este clar, că la rocile cu stratificaţie sau şistuozitate accentuată, scăderea valorii vitezei de propagare a undelor elastice, pe direcţia perpendiculară la şistuozitate faţă de cea pe direcţia paralelă la ea, poate atinge şi chiar depăşi 20—30% din valoarea totală a vitezei.

2.4. **Alterarea şi conţinutul în apă.** Rocile alterate, datorită transformărilor fizico-chimice pe care le suportă sub acţiunea agenţilor externi, prezintă în general o viteză de propagare a undelor elastice mai mică decît roca vie din care provin.

Un factor de asemenea important care produce variaţii ale vitezei de propagare a undelor elastice este umiditatea. În general, rocile cu conţinut de apă prezintă o viteză diferită faţă de aceleaşi roci uscate. Prezenţa apei în roci influenţează valorile vitezei de la caz la caz, şi anume: la rocile friabile, cum sînt nisipurile şi argilele, şi care au o viteză de propagare a undelor elastice mai mică decît a apei, conţinutul în apă cauzează o creştere a vitezei, în timp ce la rocile compacte, cu valori mari ale vitezei, conţinutul în apă cauzează o descreştere a vitezei [1].

Avînd în vedere cele de mai sus, este clară importanţa care trebuie dată condiţiilor fizico-geologice caracteristice fiecărei regiuni în parte care tre-

[1] H i c k s şi B e r r y (*op. cit.*) au arătat că dacă saturaţia în fluid a rocii poroase este cu hidrocarburi lichide în loc de apă, viteza de propagare a undelor elastice în roca respectivă scade cu 15—20%; dacă spaţiul porilor rocii este umplut cu aer, valoarea vitezei scade cu un procent şi mai mare.

buie prospectată seismometric. Pentru acest motiv, valorile vitezei de propagare a undelor elastice obţinute pe probe de laborator nu pot fi reprezentative pentru rocile în condiţii de zăcămînt din regiunea respectivă şi este indicat, aşa cum s-a precizat deja mai sus, să se folosească valorile vitezei determinate prin măsurători seismometrice în care este reflectată influenţa factorilor de mai sus.

3. VALORI MEDII ALE VITEZEI DE PROPAGARE A UNDELOR ELASTICE PE TERITORIUL R.P.R.

În cele de mai jos dăm cîteva valori medii ale vitezei de propagare a undelor elastice pe teritoriul ţării noastre, pentru precizarea ordinului de mărime în diverse regiuni şi pentru diferite formaţiuni geologice. Aceasta va permite, pe de o parte, conturarea posibilităţilor de prospectare seismometrică (prin valoarea contrastelor de viteză) care există în ţara noastră şi, pe de altă parte, înţelegerea unor exemple care vor fi date cu ocazia prezentării interpretării geologice a rezultatelor prospecţiunii seismometrice.

3.1. Valori ale vitezei determinate prin prospecţiuni seismometrice:

Zona premuntoasă din Muntenia şi Oltenia:

Terţiar: 1 700—2 400 m/s
Cretacic: 3 000—3 500 m/s
Fundament paleozoic: peste 5 000 m/s

Moldova:

Terţiar: 2 200 m/s
Tortonian cu sare: 5 500 m/s

Bazinul Panonic:

Terţiar: 2 000 m/s
Fundament (mezozoic + paleozoic): 5 500 m/s

3.2. Valori ale vitezei determinate prin seismocarotaje

În regiunea petroliferă din Muntenia, unde, pe de o parte, au fost efectuate intense prospecţiuni seismometrice pentru descoperirea de structuri petrolifere şi, pe de altă parte, existenţa a multor sonde a permis efectuarea de seismocarotaje, au putut fi determinate valori ale vitezei de propagare a undelor elastice diferenţiate pe etajele geologice ale *Pliocenului*, obţinîndu-se datele de mai jos:

Levantin: 2 130 m/s
Dacian superior: 2 400 m/s
Dacian inferior: 2 580 m/s
Ponţian: 2 840 m/s
Meoţian: 2 800 m/s

Tot pentru zona petroliferă din Muntenia, datorită acelorași rațiuni de mai sus, s-a putut stabili analitic legea de variație a vitezei de propagare a undelor elastice cu adîncimea, care are forma:

$$v_z = 1\,700 + 0{,}29 . z \quad \text{(m/s)}, \tag{141}$$

în care z reprezintă adîncimea punctului în care este considerată viteza v_z.

Cele de mai sus arată importanța care trebuie acordată valorilor pe care le folosim pentru viteza de propagare a undelor elastice în prospecțiunea seismometrică, care trebuie determinate printr-un studiu complex, condus cu multă atenție și care să țină cont de realitățile fizico-geologice ale regiunii de prospectat.

CAPITOLUL X

FENOMENE ELECTRICE NATURALE ȘI PROVOCATE

La baza metodelor de prospecțiune electrometrică și de carotaj electric stau diverse fenomene electrice, atît naturale cît și provocate.

Unele dintre aceste metode, cum ar fi, de exemplu, prospecțiunea sau carotajul potențialului natural, prospecțiunea telurică și cea magneto-telurică, se bazează pe fenomene electrice naturale.

Alte metode, cum ar fi, de exemplu, prospecțiunea și carotajul potențialului provocat, se bazează pe fenomene electrice provocate în urma excitării rocilor din subsol sub acțiunea unei diferențe de potențial convenabil aplicată acestora.

În sfîrșit, restul metodelor de prospecțiune electrometrică și carotaj electric, care de altfel reprezintă și volumul cel mai mare în aplicarea acestor metode, se bazează pe studiul propagării curenților electrici (continuu și alternativ) în subsol și a distorsiunilor care apar în propagarea lor, datorită neomogenității proprietăților electrice în funcție de condițiile specifice ale structurii geologice.

1. ACTIVITATEA ELECTROCHIMICĂ NATURALĂ

Se înțelege prin activitate electrochimică naturală totalitatea fenomenelor care au loc în natură în anumite condiții specifice de zăcămînt ale rocilor sau mineralelor, în urma cărora în spațiul înconjurător acestora din

subsol apare un cîmp electric propriu. După D a h n o v (1951) există trei tipuri principale de fenomene, în urma cărora apar potenţiale electrice naturale, şi anume:

1.1. **Oxidarea şi reducerea.** Prin oxidare, roca sau mineralul pierde o cantitate de electroni, prezentînd o sarcină electrică pozitivă; prin reducere, fenomenul are loc invers, roca sau mineralul prezentînd o sarcină electrică negativă.

Potenţiale electrice de oxidare şi de reducere apar îndeosebi la zăcăminte de sulfuri metalice (îndeosebi pirită), oxizi (magnetit, hematit etc.), cărbuni de pămînt (cărbuni slabi, huilă, antracit) grafit şi şisturi grafitoase.

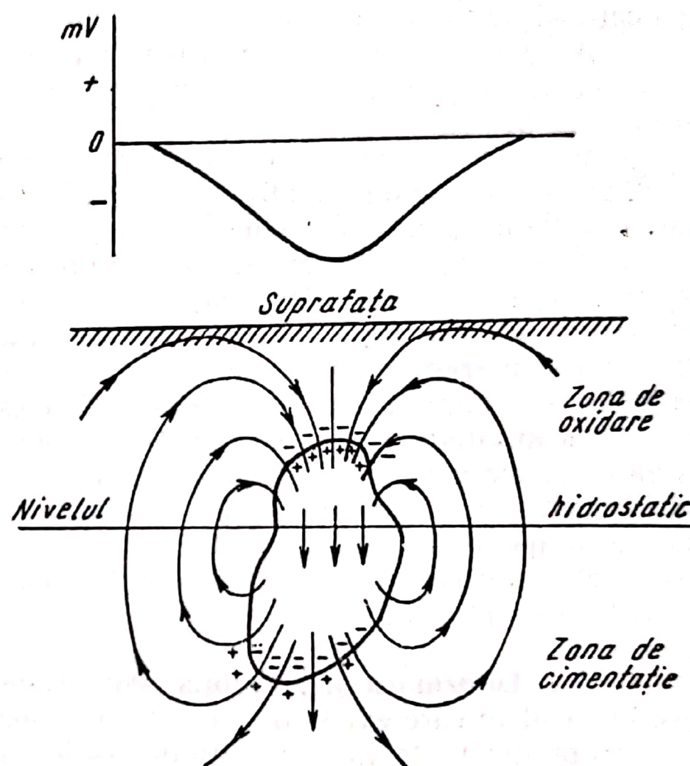


Fig. 32. Apariţia potenţialului electric natural prin oxidare şi reducere în cazul unui zăcămînt metalic

Apariţia potenţialelor electrice naturale prin oxidare şi reducere este sugestiv ilustrată în figurile 32 şi 33. Deasupra nivelului hidrostatic, datorită apei care este bogată în oxigen, se produce oxidarea zăcămîntului; sub nivelul hidrostatic, lipsa oxigenului antrenat de apele de circulaţie superficiale nu mai provoacă oxidarea zăcămîntului, acesta suportînd un fenomen de reducere (cimentaţie). Datorită acestui fenomen, zăcămîntul ia funcţiunea unei pile electrice, cu un pol pozitiv la partea superioară şi un pol negativ la cea inferioară a lui. Apariţia polarităţii zăcămîntului face să se nască un curent electric care, pe de o parte, circulă între capetele acestuia prin mediul înconjurător şi, pe de altă parte, prin interiorul lui. În modul acesta, la suprafaţa solului şi deasupra zăcămîntului apare o zonă de poten-

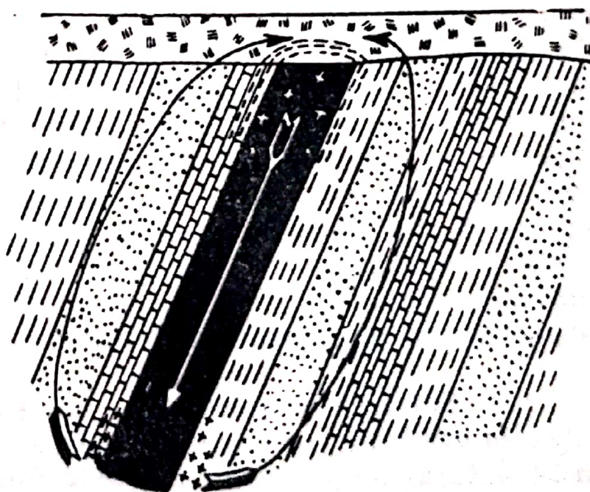


Fig. 33. Circulaţia curentului electric datorită potenţialului natural în interiorul unui zăcămînt

ţial electric negativ, care poate fi pusă în evidenţă prin prospecţiune electrometrică.

Nu orice zăcămînt din categoria celor indicate mai sus este în măsură să aibă legat de el un potenţial electric natural. Pentru ca să apară potenţiale electrice naturale, este necesar ca zăcămintele să îndeplinească următoarele condiţii:

— să fie constituit dintr-un minereu bun conducător de electricitate (cu conductibilitate electronică);

— să aibă continuitate, adică particulele minerale să se atingă între ele;

— partea superioară a zăcămîntului să se găsească deasupra nivelului hidrostatic al regiunii;

— minereul din care este constituit zăcămîntul să fie oxidabil.

Dacă toate aceste condiţii sînt satisfăcute, zăcămintele pot prezenta fenomene de oxidare şi de reducere însoţite de apariţia unor potenţiale electrice naturale, care să fie cartabile prin prospecţiunea electrometrică sub formă de anomalii, cu intensitate de 0,1 pînă la 1,5 V, şi chiar mai mult. Sînt însă cazuri în care unele zăcăminte îndeplinesc în parte aceste condiţii, fără însă a prezenta potenţiale electrice naturale, datorită unor condiţii geologice sau climatice specific locale. Aşa este cazul:

— zăcămintelor de tipul filon-strat suborizontale, la care fenomenul de oxidare are loc pentru întreg zăcămîntul;

— zăcămintelor acoperite de formaţiuni impermeabile, care împiedică circulaţia apelor sau aerarea părţilor superioare a lor;

— zăcămintelor izolate de suprafaţa solului printr-un pachet de roci cu rezistivitate specifică foarte mare.

1.2. **Difuziunea şi adsorbţia.** Potenţiale electrice de difuziune iau naştere în cazul în care există o diferenţă de concentraţie şi compoziţie chimică a sărurilor dizolvate în apele, din diversele zone permeabile din subsol, care vin în contact. În acest caz, ionii din soluţia mai concentrată difuzează în soluţia cu concentraţie mai mică în săruri, în urma cărui fenomen ia naştere o diferenţă de potenţial electric între zonele de strate permeabile care conţin cele două soluţii.

În natură, soluţiile mineralizate nu sînt libere, ci ocupă spaţiul liber din porii rocilor (spaţiul *lacunar*). În acest spaţiu din rocă mai există însă şi particule fine de rocă care se găsesc de asemenea libere. În aceste condiţii apare un fenomen secundar de adsorbţie a ionilor de către particulele fin disperse ale rocii. Datorită existenţei unor potenţiale electrice de adsorbţie, potenţialul electric de difuziune este modificat ca valoare şi uneori şi ca sens.

Astfel, deşi în general potenţialele electrice de difuziune sînt mai mari în valoare, potenţialele naturale care apar în condiţii de difuziune şi adsorbţie în natură nu sînt comandate întotdeauna ca sens de către acestea.

1.3. **Filtrarea şi ascensiunea soluţiilor mineralizate prin capilaritate.** La filtrarea soluţiilor cu concentraţie diferită în săruri minerale apar potenţiale electrice naturale, a căror valoare este funcţie de porozitatea rocilor, gradul lor de penetrabilitate, precum şi de structura spaţiului liber format de porii acestora.

Filtrarea are loc în general prin migrarea apelor sub presiune, către interiorul subsolului. Între acestea intră apele meteorice (provenite din precipitații) de-a lungul faliilor sau prin roci permeabile (gresii alterate, nisipuri etc.) sau a apelor de circulație de la partea superioară a scoarței prin roci permeabile sau calcare diaclazate, cu fenomene de carst etc. Potențiale electrice de filtrare apar în toate zonele de filtrare intensă a apelor de suprafață sau subterane și sînt folosite în prospecțiunea electrometrică, îndeosebi pentru determinarea zonelor de carst în calcare. De asemenea, potențiale electrice de filtrare mai apar în zonele de culminații topografice (mameloane, dealuri etc.).

Potențialele electrice de filtrare sînt negative și nu depășesc, în general, în intensitate cîteva sute de milivolți.

Există și cazuri în care apele subterane au o circulație din adîncime către suprafață, datorită fenomenului de capilaritate care are loc fie datorită granulației elementelor minerale, fie datorită unei diaclazări fine a masei rocii. În aceste cazuri apar potențiale electrice pozitive care pot depăși în valoare 1 000 mV.

Acestea sînt cele trei categorii de fenomene care dau naștere la potențialele electrice naturale[1] folosite în prospecțiunea electronmetrică.

Activitatea electrochimică naturală este folosită de asemenea și în carotajul electric. În acest caz, potențialele electrice naturale care apar în gaura de sondă sînt datorite fenomenelor de difuziune-adsorbție și de filtrare. Astfel de potențiale electrice naturale iau naștere din cauza mișcării libere a lichidelor între gaura de sondă și stratificație (prin invadarea noroiului de foraj în stratificație sau a apelor din stratificație în gaura de sondă, în funcție de raportul dintre presiunea hidrostatică a noroiului de foraj la nivelul respectiv și presiunea din stratificație) — *potențiale de electro-filtrare* și din cauza diferenței de concentrație a lichidelor, respectiv noroiul de foraj și fluidul din stratificație — *electropotențiale de difuzie.*

Apariția potențialelor electrice naturale în găurile de sondă sînt legate de stratele cu porozitate mare.

2. CÎMPUL TELURIC

Curenții telurici sînt curenți electrici naturali care circulă prin pătura superioară a litosferei, produși de diferite procese chimice sau fizice care au loc în litosferă și atmosferă. Originea acestor curenți electrici nu este încă suficient de cunoscută și în orice caz este complexă. Se consideră în momentul de față că la apariția curenților telurici contribuie următoarele cauze:

— variațiile în timp ale cîmpului geomagnetic de origine externă, datorită cărora se induc în litosferă curenți electrici;

---

[1] Potențiale electrice mai apar pe cale naturală și pe traectul conductelor metalice îngropate, îndeosebi la îmbinările cep-mufă, datorită fenomenului de coroziune. Acestea dau naștere unor curenți de coroziune care circulă prin pămînt și care de asemenea pot fi puși în evidență printr-un procedeu analog celui folosit în metoda potențialului natural. Aceasta, fiind o problemă tehnică, și nu geologică, depășește cadrul acestui curs, astfel încît nu va fi tratată.

— transportul de particule cu sarcină electrică din atmosferă la sol, prin curenţii de aer sau precipitaţii;

— fenomene termoelectrice;

— procese electrochimice şi de electrofiltrare în rocile din pătura superioară a litosferei;

— fenomene de polarizaţie naturală a unor zăcăminte minerale;

— vibraţiile suprafeţei pămîntului datorită curenţilor de aer şi a vînturilor etc.

Este neîndoielnic că dintre toate cauzele enumerate mai sus cea mai importantă este prima. Variaţiile de ionizare a păturilor superioare ale atmosferei, ca urmare a radiaţiilor solare, dă naştere unui cîmp electromagnetic variabil. Acesta induce în pămînt curenţi electrici variabili, care au legaţi de ei partea externă a cîmpului geomagnetic variabilă în timp şi care, la rîndul ei, induce în pămînt curenţi electrici variabili. Suma acestor curenţi electrici reprezintă partea cea mai importantă a curenţilor telurici.

Legătura dintre originea curenţilor telurici şi fenomenele legate de activitatea solară este pusă în evidenţă de faptul că, întocmai ca şi cîmpul geomagnetic, ei prezintă furtuni telurice în acelaşi timp cu furtunile magnetice, variaţii de intensitate la trecerea pămîntului prin meridianul petelor solare etc., şi că în general curenţii telurici au variaţii periodice în timp care corespund variaţiilor periodice ale cîmpului geomagnetic. Variaţiile periodice în timp ale curenţilor telurici puse pînă în prezent în evidenţă au următoarele perioade:

— 11 ani, corespunzătoare variaţiei seculare de origine externă a cîmpului geomagnetic;

— 27 zile, corespunzătoare rotaţiei medii a Soarelui în jurul axei sale şi perioadei la care apar furtunile cîmpului geomagnetic cu frecvenţa cea mai mare;

— 24 ore, corespunzătoare variaţiei diurne a cîmpului geomagnetic;

— 10—30 s sub formă de pulsaţii.

Variaţiile în timp ale curenţilor telurici cu perioadă scurtă sub formă de pulsaţii sînt cele care se folosesc în prospecţiunea electrometrică prin metoda curenţilor telurici.

În fapt, curenţii telurici pot fi consideraţi ca nişte curenţi electrici cu o origine foarte îndepărtată, aceasta datorită faptului că ei circulă în interiorul litosferei pînă la adîncimi foarte mari. Amănuntul acesta prezintă o importanţă deosebită, deoarece, din punct de vedere teoretic, adîncimea de investigaţie a acestei metode va fi de asemenea foarte mare. Pentru aceasta, dintre toate metodele de prospecţiune electrometrică, metoda curenţilor telurici este singura care poate fi aplicată la rezolvarea problemelor de geologie structurală regională.

Prin natura sa, cîmpul teluric este un cîmp electromagnetic cu frecvenţă mică şi lungime de undă mare.

3. ACTIVITATEA ELECTROCHIMICĂ PROVOCATĂ

Activitatea electrochimică provocată mai poartă numele și de *polarizație indusă*. Ideea folosirii acestui fenomen aparține școlii franceze de electrometrie și îndeosebi lui Schlumberger; contribuții importante au adus cercetătorii din S.U.A. (Brant, Vacquier etc.) și îndeosebi cei din U.R.S.S. (Potapenko, Dahnov, Latișova, Hiapolov, etc.).

În principiu, acest fenomen constă în următoarele: În general, orice rocă reprezintă un agregat constituit din particule metalice (combinații ale metalelor sau chiar metale native), cu conductibilitate electronică, din particule de silicați cu conductibilitate foarte mică sau care se comportă chiar ca dielectrici și din spațiul lacunar (porii rocii) umplut cu soluții mineralizate, care au conductibilitate electrolitică.

Cercetările au stabilit pînă în prezent că, dacă unei roci i se aplică o diferență de potențial electric, apar două serii de fenomene importante, și anume:

3.1. Fenomene care apar la suprafața de separație dintre un mediu cu conductibilitate electronică și un mediu cu conductibilitate electrolitică. Brant a arătat că dacă o particulă se găsește într-o soluție care conține ioni metalici, ca urmare a trecerii curentului electric prin această particulă se formează pe suprafața interioară a acesteia un strat electric simplu — negativ în zona de intrare a curentului și pozitiv în zona de ieșire a lui, care va atrage din soluție ionii liberi de semn contrar. În modul acesta se vor constitui, în cele două zone ale suprafeței particulei metalice, două strate electrice duble cu polaritate opusă.

La întreruperea curentului electric aplicat, aceste strate duble se distrug. Sarcinile din interiorul particulei dispar neutralizîndu-se reciproc. Sarcinile ionilor concentrați pe cele două fețe opuse ale particulei dau acesteia caracterul unui mic condensator care se descarcă.

Descărcarea simultană a tuturor acestor mici condensatori în masa rocii la întreruperea curentului electric reprezintă tocmai polarizația indusă care dispare în timp prin redistribuirea uniformă a ionilor în soluție.

Pe de altă parte, B l e i l a arătat că dacă se folosește un curent pulsat, cu o constantă de timp cuprinsă între cîteva sutimi de secundă și cîteva secunde, scăderea sau descărcarea potențialului provocat are forma arătată în figura 34.

3.2. Fenomene care se localizează la suprafața de contact a porilor rocii cu soluția care îmbibă roca sau care circulă prin ea. Un fenomen asemănător apare și în cazul în care roca nu conține particule metalice, însă are silicați alterați. Se știe că prin alterare silicații se transformă în argile, care au o porozitate relativ mare. Vacquier și Bleil au arătat că potențiale provocate

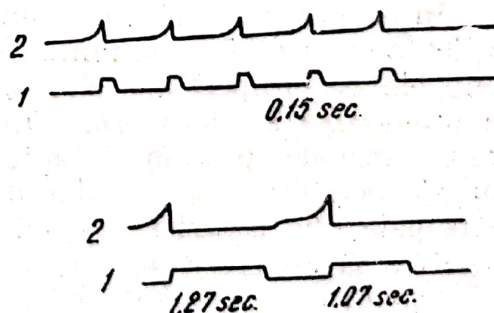


Fig. 34. Variația potențialului provocat pentru curent pulsat, cu diferite constante de timp.

apar şi în roci fără particule metalice, dacă roca este permeabilă, conţine puţină argilă şi în porii ei este prezentă o soluţie mineralizată.

O explicaţie valoroasă a apariţiei potenţialelor provocate la astfel de roci a fost dată de Dahnov. După acest cercetător, o rocă, din punct de vedere electric, poate fi asimilată cu un fascicul capilar plin cu un electrolit. Cînd este aplicat un cîmp electric, roca nu rămîne neutră din punct de vedere electric, ci se produce un fenomen de electroosmoză care conduce la deplasarea lichidului interstiţial (soluţia mineralizată, sau, cum a fost numită mai sus, electrolitul). În momentul în care curentul electric încetează de a mai circula prin rocă, restabilirea echilibrului lichidului cauzează apariţia unei diferenţe de potenţial electric care reprezintă tocmai potenţialul provocat.

În stadiul actual al cunoştinţelor, acestea sînt explicaţiile mai importante care se dau apariţiei potenţialelor provocate. După cum se poate constata din cele de mai sus, acest fenomen are loc atît la rocile care conţin particule metalice cît şi la rocile care nu conţin astfel de particule, însă au argile cu porozitate mare.

Prima categorie de roci constituie obiectul prospecţiunii electrometrice prin metoda potenţialului provocat. Cum intensitatea potenţialului provocat este funcţie directă de suma totală a suprafeţelor de separaţie dintre particulele metalice şi masa rocii, această metodă este eficientă la zăcămintele metalifere cu diseminare mare şi fină, în general zăcăminte sărace, pentru care alte metode geofizice de prospecţiune nu dau rezultate (zăcăminte disperse în roci eruptive sau cristaline, aluviuni, zăcăminte de concentrare mecanică în sedimente etc.). A doua categorie de roci, reprezentînd roci sedimentare, face obiectul metodei de carotaj electrolitic sau carotaj al potenţialului provocat.

4. PROPAGAREA CURENŢILOR ELECTRICI ÎN SUBSOL ŞI FENOMENELE CARE O ÎNSOŢESC

După cum s-a precizat la începutul acestui capitol, majoritatea metodelor de prospecţiune electrometrică şi carotaj electric se bazează pe fenomenele care însoţesc propagarea curenţilor electrici prin subsol, ca urmare a proprietăţilor electrice diferenţiate ale rocilor care constituie structura geologică.

În cele ce urmează vom căuta să prezentăm într-un mod cît mai unitar legile fundamentale, mărimile fizice şi unităţile de măsură folosite în metodele de prospecţiune electrometrică sau carotaj electric care se bazează pe propagarea acestora. Dat fiind numărul mare şi multipla varietate a acestor metode, precum şi faptul că permanent apar metode sau variante noi ale acestora, vor fi reamintite sau formulate aici numai elementele principale, cu caracter general, urmînd ca anumite completări şi detalii specifice să fie precizate o dată cu descrierea fiecărei metode în parte.

Aşa cum s-a indicat, unele metode de prospecţiune electrometrică şi de carotaj electric folosesc curent continuu sau curent alternativ introdus în subsol. Cum producerea şi propagarea prin diverse medii a acestor două tipuri de curent electric este complet diferită şi de asemenea diferite sînt

şi formele de reflectare ale condiţiilor geoelectrice din subsol în diversele mărimi fizice care se determină la aceste metode, ne vom referi pe rînd la fiecare în parte.

Vom distinge astfel:

4.1. **Curentul electric continuu.** După cum se ştie, curenţii continui sînt curenţi electrici care apar datorită unei diferenţe de potenţial electric ΔV, constantă ca valoare în timp.

Trecerea sau propagarea curenţilor electrici printr-un mediu oarecare este caracterizată prin *conductibilitatea electrică specifică* a acestuia. Aceasta este proprietatea fizică fundamentală a mediilor şi reprezintă măsura în care acestea favorizează propagarea prin ele a curenţilor electrici.

Conductibilitatea electrică se notează în mod obişnuit cu σ. Dacă i este densitatea de curent electric şi E intensitatea cîmpului electric, conductibilitatea electrică specifică σ se defineşte ca

$$\sigma = \frac{i}{E} \,. \qquad (142)$$

Legea fundamentală pe care se bazează propagarea curentului electric continuu este legea lui *OHM*. Ea precizează raportul care există între potenţialul electric sau forţa electromotoare V, intensitatea I a curentului electric care se propagă printr-un anumit mediu şi rezistenţa electrică R pe care o opune acest mediu la propagarea curentului electric. Forma analitică a acestei legi este

$$V = R \cdot I. \qquad (143)$$

Unitatea de măsură a rezistenţei electrice poartă numele de ohm şi se notează cu Ω. Un ohm este definit ca rezistenţa unui conductor, prin care, propagîndu-se un curent electric cu intensitate de 1 amper [1] se degajă pe secundă o cantitate de căldură echivalentă cu 1 joule [2].

Definită în modul acesta, rezistenţa electrică R poartă numele şi de *rezistenţă ohmică.*

Cîmpul electric E derivă dintr-un potenţial electric [3]. El reprezintă gradientul sau derivata potenţialului pe o anumită direcţie şi se defineşte într-o formă simplă ca

$$E = \frac{V}{l} \,. \qquad (144)$$

[1] Se reaminteşte că 1 amper reprezintă intensitatea unui curent electric care, propagîndu-se printr-un conductor circular cu rază de 1 cm, are ca efect ca fiecare centimetru din acest fir să producă în centru un cîmp magnetic a cărui intensitate este de 1/10 gauss.

[2] Se reaminteşte că 1 joule reprezintă 10^7 ergi, ergul fiind unitatea CGS de lucru mecanic definită ca lucrul mecanic al unei forţe de 1 dină, al cărei punct de aplicaţie se deplasează cu 1 cm pe direcţia ei.

[3] Analogia cu cîmpul gravităţii şi cîmpul magnetic este totală (v. capitolele I şi III).

Pe de altă parte, densitatea de curent i poate fi definită

$$i = \frac{I}{s}, \tag{145}$$

în care s reprezintă secţiunea transversală a conductorului pe direcţia de propagare a curentului electric de intensitate I.

Combinarea relaţiilor (143), (144) şi (145) conduce la o nouă formă de exprimare a legii lui O h m, după cum urmează

$$E \cdot l = R \cdot i \cdot s, \tag{146}$$

de unde

$$R = \frac{E}{i} \cdot \frac{l}{s} \tag{147}$$

sau folosind relaţia (142)

$$R = \frac{1}{\sigma} \cdot \frac{l}{s}. \tag{148}$$

Factorul $\frac{1}{\sigma}$ se notează cu ρ şi poartă numele de *rezistivitate specifică*.

În baza celor de mai sus, rezistenţa electrică R poate fi exprimată prin relaţia

$$R = \rho \cdot \frac{l}{s}, \tag{149}$$

care reprezintă forma general folosită de exprimare.

Rezistivitatea electrică specifică ρ reprezintă o altă formă de caracterizare a proprietăţilor electrice ale mediilor prin care se propagă un curent electric şi ea este aceea care se foloseşte de fapt în practică, deoarece este mărimea care reiese din măsurători aşa cum se va vedea mai departe.

Rezistivitatea specifică se defineşte ca fiind rezistenţa electrică a unei părţi dintr-un mediu, de forma unui cub cu latura de 1 cm, la trecerea unui curent electric pe o direcţie paralelă cu una din muchiile acestuia.

Din relaţia (149) se poate constata că dimensiunile rezistivităţii specifice sînt acelea ale unei rezistenţe înmulţite cu o lungime. Acest lucru apare şi mai clar din relaţia de mai jos

$$\rho = R \cdot \frac{s}{l}. \tag{150}$$

Unitatea de măsură a rezistivităţii specifice este ohmcentimetrul (Ω cm). În practica prospecţiunii electrometrice se foloseşte însă o unitate de măsură mai convenabilă, şi anume ohm-metru (Ω m).

Relaţia dintre aceste două este evident

$$1\,\Omega\,\text{m} = 10^2\,\Omega\,\text{cm}. \tag{151}$$

Cele de mai sus reprezintă relaţii şi mărimi fundamentale care caracterizează propagarea curentului electric continuu printr-un mediu oarecare. În cazul specific al prospecţiunii electrometrice sau al carotajului electric, mediul

prin care se propagă curentul electric este reprezentat de partea superioară a scoarţei terestre şi îndeosebi partea superioară a suprastructurii sedimentare sau cristaline sau a rocilor eruptive de la suprafaţă.

În condiţiile specifice ale propagării curentului electric continuu în subsol să vedem în primul rînd modul în care are loc această propagare.

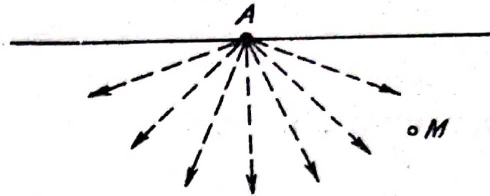


Fig. 35. Propagarea curentului continuu datorit unei surse punctuale, într-un mediu omogen şi izotrop.

Pentru început să considerăm cazul ideal că subsolul este omogen şi izotrop din punct de vedere electric, respectiv că este caracterizat printr-o valoare constantă ρ a rezistivităţii specifice, egală în toate direcţiile. Suprafaţa solului este considerată plană, iar rezistivitatea specifică a mediului superior (aer) este infinită.

Pe suprafaţa de separaţie a celor două medii se găseşte o sursă electrică punctuală A, datorită căreia în subsol se propagă în toate direcţiile un curent continuu de intensitate I(fig.35). Curentul electric se distribuie după anumite linii numite *linii de curent*, care în cazul de faţă sînt linii drepte; acestea pleacă toate din sursa A şi de-a lungul lor valoarea potenţialului electric V creat de sursa punctuală este diferită şi o dată cu aceasta este diferită şi valoarea cîmpului electric E.

Să vedem care este valoarea potenţialului electric V_M într-un punct oarecare M din subsol în aceste condiţii. După cum se ştie, acesta se determină ca diferenţa de potenţial faţă de un al doilea punct situat la infinit. Mediul fiind omogen şi izotrop, liniile de curent vor fi drepte, iar potenţialul electric, va avea valori egale la distanţe egale de sursa punctuală A, adică pe nişte semisfere cu centrul în A. Aceste suprafeţe de egal potenţial electric poartă numele de *suprafeţe echipotenţiale*, iar liniile de curent (linii de forţă ale cîmpului electric) sînt permanent ortogonale la ele.

Să considerăm că raza suprafeţei echipotenţiale care trece prin M este r şi a unei suprafeţe infinit vecine este r_1 ($r_1 > r$).

Diferenţa de potenţial dintre cele două suprafeţe echipotenţiale infinit vecine este, conform legii lui *Ohm*,

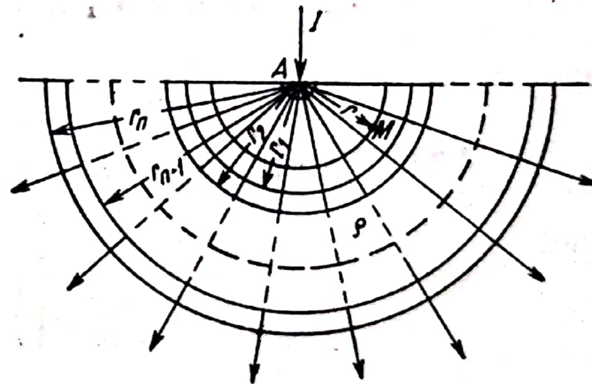


Fig. 36. Suprafeţele echipotenţiale şi liniile de curent în cazul unui semispaţiu omogen şi izotrop din punctul de vedere electric, datorite unei surse punctuale.

$$V_{r-r_1} = R.I, \tag{152}$$

în care R este rezistenţa electrică a mediului cuprins între cele două semisfere.

Folosind relaţia (149) se poate scrie

$$V_{r-r_1} = \rho . \frac{l}{s} . I . \tag{153}$$

În cazul de față $l = r_1 - r$ (distanța dintre cele două semisfere), iar $s = 2\pi.r^2$ pentru prima semisferă și $s = 2\pi.r_1^2$ pentru cea de a doua. Cum diferența între r și r_1 este foarte mică, putem considera $s = 2\pi.r.r_1$. Se poate scrie deci

$$V_{r-r_1} = \rho \cdot \frac{r_1 - r}{2\pi \cdot r \cdot r_1} \cdot I \tag{154}$$

sau într-o altă formă

$$V_{r-r_1} = \frac{\rho \cdot I}{2\pi} \cdot \left(\frac{1}{r} - \frac{1}{r_1}\right). \tag{155}$$

În același mod se poate determina diferența de potențial între două suprafețe infinit vecine de raze r_1 și r_2 ca

$$V_{r_1 - r_2} = \frac{\rho \cdot I}{2\pi} \cdot \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2}\right) \tag{156}$$

sau, în general, între două suprafețe infinit vecine de raze r_{n-1} și r_n

$$V_{r_{n-1} - r_n} = \frac{\rho \cdot I}{2\pi} \cdot \left(\frac{1}{r_{n-1}} - \frac{1}{r_n}\right). \tag{157}$$

Din cele de mai sus reiese că potențialul electric V_M în punctul M situat la distanța r de sursa punctuală A, va fi dat de suma diferențelor de potențial dintre toate suprafețele echipotențiale infinit vecine pînă la infinit, adică

$$V_M = V_{r-r_1} + V_{r_1-r_2} + \ldots\ldots + V_{r_{n-1}-r_n} \tag{158}$$

sau

$$V_M = \frac{\rho \cdot I}{2\pi} \cdot \left(\frac{1}{r} - \frac{1}{r_1} + \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} + \ldots\ldots + \frac{1}{r_{n-1}} - \frac{1}{r_n}\right), \tag{159}$$

adică

$$V_M = \frac{\rho \cdot I}{2\pi} \cdot \left(\frac{1}{r} - \frac{1}{r_n}\right). \tag{160}$$

Cum însă $r_n = \infty$ rezultă final

$$V_M = \frac{\rho \cdot I}{2\pi} \cdot \frac{1}{r}, \tag{161}$$

relație care exprimă forma analitică a potențialului electric V_M într-un punct oarecare M situat în mediul omogen și izotrop, caracterizat prin rezistivitatea specifică ρ și creat de o sursă electrică punctuală A, prin care se introduce un curent continuu de intensitate I.

În mod analog se poate stabili că potenţialul electric într-un punct oarecare M al unui mediu omogen şi izotrop, caracterizat prin rezistivitatea specifică ρ, creat de o sursă electrică punctuală A, situată în acest mediu şi prin care se introduce un curent continuu de intensitate I, este dat de relaţia:

$$V_M = \frac{\rho \cdot I}{4\pi} \cdot \frac{1}{r} . \qquad (162)$$

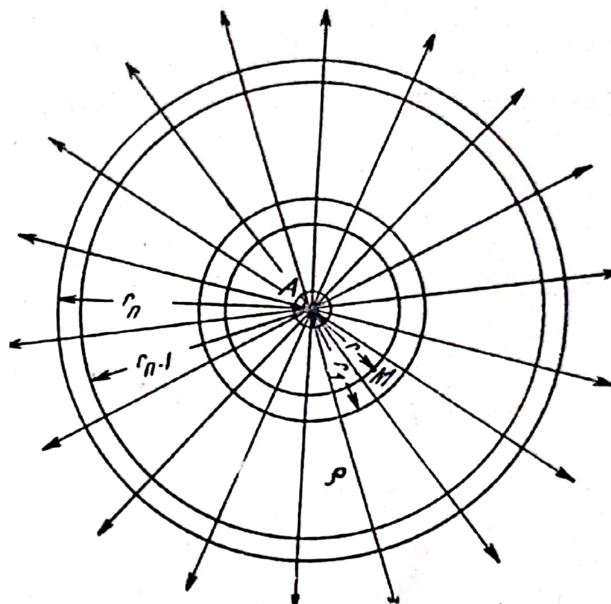


Fig. 37. Suprafeţele echipotenţiale şi liniile de curent în cazul unui spaţiu întreg omogen şi izotrop din punct de vedere electric, datorite unei surse punctuale.

Diferenţa dintre cele două cazuri, aşa cum apare din relaţiile (161) şi (162), constă numai în valoarea factorului de spaţiu ($1/2\pi$, respectiv $1/4\pi$) care depinde în fapt de valoarea unghiului solid în punctul A sub care se vede un semispaţiu, respectiv un spaţiu întreg.

Intersecţia suprafeţelor echipotenţiale cu o suprafaţă oarecare dă un sistem de linii de-a lungul cărora potenţialul electric este constant şi care poartă numele de *linii echipotenţiale*. În cazul considerat al unei surse de curent punctuale şi al intersectării suprafeţelor echipotenţiale cu un plan care conţine sursa de curent, liniile echipotenţiale sînt semicercuri sau cercuri concentrice (v. fig. 36 şi 37).

Să considerăm acum că în acelaşi caz al unui subsol omogen şi izotrop din punct de vedere electric, caracterizat printr-o rezistivitate specifică ρ, avem pe suprafaţa solului două surse punctuale prin care se propagă un curent continuu de intensitate I. Acesta este de altfel cazul real, deoarece pentru a putea introduce în subsol un curent electric sînt necesari doi electrozi (prize de curent) conectaţi la polii unei surse de curent continuu (baterie de acumulatori, dinam etc.). În acest caz, la calculul potenţialului electric într-un punct oarecare din mediul prin care se propagă curentul electric va trebui să ţinem cont de influenţa ambelor surse punctuale.

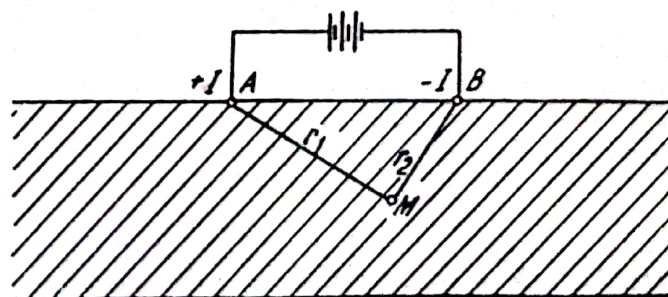


Fig. 38. Cazul unui sistem de două surse punctuale de curent, într-un mediu omogen şi izotrop.

În figura 38 este schiţată situaţia de mai sus. Să presupunem că electrodul A este legat la polul pozitiv al sursei de curent, iar electrodul B la cel negativ. Deci, prin sursa punctuală A se propagă

în subsol un curent electric de intensitate $+I$, iar prin B de intensitate $-I$.

Potențialul electric V_M^1 creat în punctul M de sursa A va fi

$$V_M^1 = \frac{\rho \cdot I}{2\pi} \cdot \frac{1}{r_1}, \tag{163}$$

iar potențialul V_M^2 creat de sursa B în același punct M va fi

$$V_M^2 = -\frac{\rho \cdot I}{2\pi} \cdot \frac{1}{r_2}. \tag{164}$$

Potențialul total V_M creat de acțiunea simultană a ambelor surse punctuale A și B în punctul M va fi suma algebrică a celor două potențiale, adică

$$V_M = V_M^1 + V_M^2 \tag{165}$$

sau

$$V_M = \frac{\rho \cdot I}{2\pi} \cdot \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2}\right). \tag{166}$$

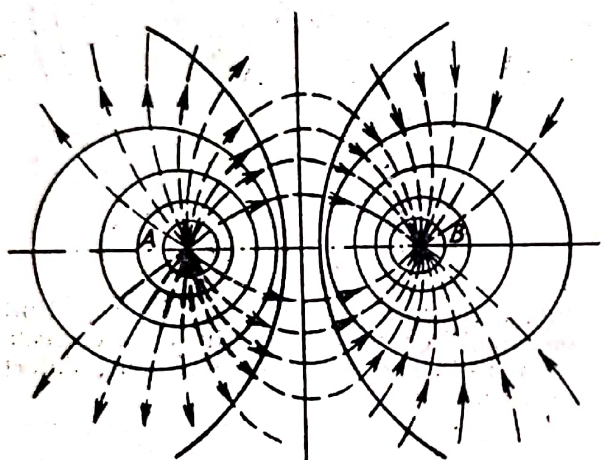


Fig. 39. Forma liniilor echipotențiale și a liniilor de curent la suprafața solului, în cazul unui mediu omogen și izotrop și a două surse punctuale de curent.

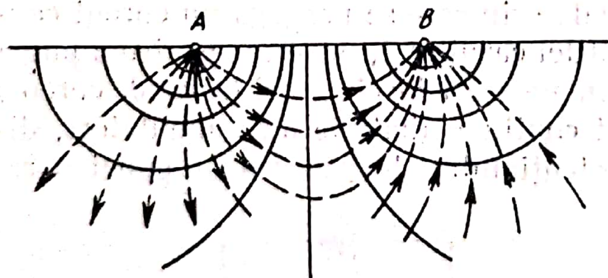


Fig. 40. Forma liniilor echipotențiale și a liniilor de curent în planul vertical care trece prin cele două surse punctuale de curent, în cazul unui mediu omogen și izotrop.

Distribuția valorilor potențialului electric creat de două surse punctuale de curent într-un mediu omogen și izotrop din punct de vedere electric poate fi ușor calculată pe baza relației (166) și este reprezentată în figura 39 prin linii echipotențiale și linii de curent pe suprafața solului, iar în figura 40 prin aceleași elemente în secțiunea verticală prin mediul respectiv, care conține cele două surse de curent.

Se constată că acțiunea reciprocă a celor două surse de curent creează suprafețe echipotențiale, care de data aceasta nu mai sînt sferice, așa cum de altfel se vede din relația (166).

Cazul mediilor omogene și izotrope este un caz ideal, care nu se realizează în natură. În cazul obișnuit, în subsol există neomogenități în distribuția proprietăților electrice, create fie de dispoziția structurală a rocilor, fie de prezența unor aglomerații de substanțe minerale utile. Neomogenitățile în distribuția proprietăților electrice condiționează propagarea curentului electric în subsol, creînd distorsiuni ale suprafețelor echipotențiale, respectiv ale liniilor de curent de la forma lor

regulată, în funcţie de forma, dimensiunile şi valoarea rezistivităţii specifice a elementului geologic respectiv.

În figura 41 sînt prezentate imaginile distribuţiei liniilor echipotenţiale şi a liniilor de curent, datorită unui element geologic cu rezistivitate specifică mai mare decît a mediului înconjurător[1] (stînga) şi a unui element geologic cu rezistivitate specifică mai mică decît a mediului înconjurător[2] (dreapta).

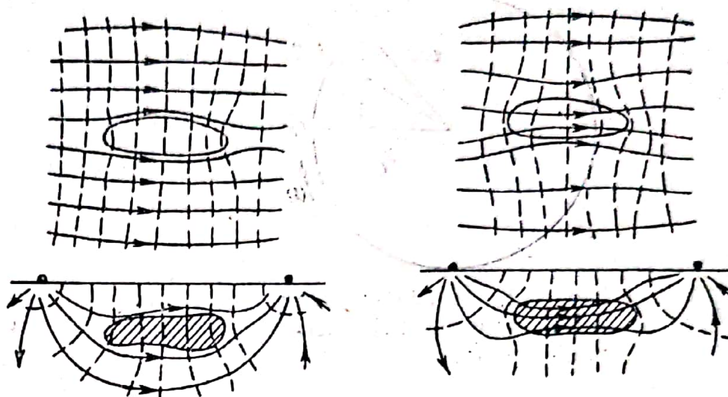


Fig. 41. Deformarea liniilor echipotenţiale şi a liniilor de curent, produsă de prezenţa în subsol a unui element geologic cu proprietăţi electrice diferite faţă de mediul înconjurător.

Apariţia acestor distorsiuni în propagarea curentului electric continuu în subsol este cauza anomaliilor electrometrice înregistrate în diferite forme pe suprafaţa solului şi condiţionează şi justifică aplicabilitatea prospecţiunii electrometrice.

Este de precizat încă faptul că curentul continuu prezintă mari avantaje în aplicare, care vor fi scoase în relief cu ocazia descrierii metodelor bazate pe acest fel de curent electric. Aceasta justifică volumul preponderent al metodelor cu curent continuu atît în cadrul metodelor de prospecţiune electrometrică cît şi a celor de carotaj electric.

4.2. **Curentul electric alternativ.** Spre deosebire de curentul continuu, curentul electric alternativ este un curent al cărui sens se schimbă periodic şi care apare datorită unei diferenţe de potenţial sau forţă electromotoare periodică. Din aceasta derivă o proprietate importantă, şi anume aceea că într-un punct oarecare cîmpul electric nu este staţionar, ci se roteşte continuu. O altă proprietate importantă este aceea că datorită fenomenului de inducţie, cîmpul electric alternativ are legat de el un cîmp magnetic de asemenea alternativ, a cărui intensitate este proporţională în orice moment cu aceea a curentului electric respectiv.

Toate mărimile electromagnetice legate de curentul alternativ (cîmpul electric E, cîmpul magnetic H, densitatea de curent j etc.) reprezintă procese armonice care se exprimă prin relaţii analitice de forma

$$\begin{aligned} E &= E_0 \cdot \cos\,(\omega t + \varphi_E) \\ H &= H_0 \cdot \cos\,(\omega t + \varphi_H) \\ j &= j_0 \cdot \cos\,(\omega t + \varphi_j) \text{ etc.,} \end{aligned} \tag{167}$$

în care E, H, j etc. reprezintă valoarea mărimii respective la un moment dat t; E_0, H_0, j_0 etc. reprezintă valoarea maximă a amplitudinii elementului

[1] Cazul acesta mai poartă numele de „accident rezistent".
[2] Cazul acesta mai poartă numele de „accident conductor".

respectiv; ω este frecvența unghiulară; φ_E, φ_H, φ_j etc. este faza inițială (la momentul $t = 0$) și $(\omega t + \varphi_E)$, $(\omega t + \varphi_H)$, $(\omega t + \varphi_j)$ etc. este faza elementului respectiv. De asemenea, aceste mărimi mai sînt caracterizate prin

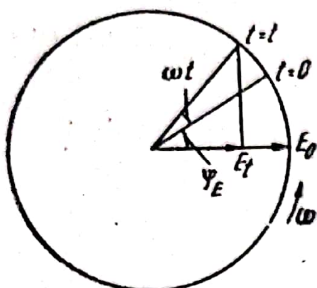


Fig. 42. Variația sinusoidală a cîmpului electromagnetic E.

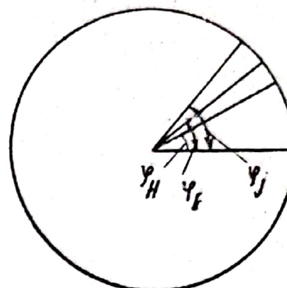


Fig. 43. Diferențele de fază inițială între diferitele elemente electromagnetice:

perioada T, adică intervalul de timp care se scurge între două treceri succesive a elementului respectiv prin aceeași valoare și prin frecvența f, adică numărul de perioade pe secundă.

Caracterul sinusoidal al variației mărimilor electromagnetice apare și mai clar în figura 42, în care este reprezentată pentru cîmpul electric E valoarea la un moment dat t, funcție de mărimile de care depinde. Reprezentări identice sînt și pentru celelalte mărimi electromagnetice.

Diferitele mărimi electromagnetice legate de curentul alternativ pot fi în diferite situații, în ceea ce privește mărimea fazei inițiale. Cazul general este cel reprezentat în figura 43, care reprezintă o situație oarecare. Atît între acestea cît și între mărimile electrometrice de același fel (cîmpuri electrice sau cîmpuri magnetice) apare o „diferență de fază“ sau „defazaj“, pe care îl notăm cu $\Delta\varphi$. După anumite mărimi specifice ale acestei cantități putem avea următoarele situații specifice față de cazul general:

$\Delta\varphi = 0$ sau 2π (cele două elemente sînt *în fază*)

$\Delta\varphi = \frac{\pi}{2}$ (cele două elemente sînt *în cuadratură*).

$\Delta\varphi = \pi$ (cele două elemente sînt *în opoziție de fază*).

Datorită caracterului periodic al curentului alternativ, propagarea acestuia în subsol se face prin fenomene multiple și complexe. Aceasta atrage după sine și varietatea mare de metode de prospecțiune electrometrică care folosesc curent alternativ, precum și faptul că permanent apar metode și variante noi de prospecțiune de acest gen.

O primă problemă se pune în acest sens încă de la modul de introducere a curentului alternativ în subsol. Există în prezent două metode pentru aceasta, și anume:

a) Legarea galvanică a polilor sursei de curent alternativ la pămînt. În acest caz, curentul alternativ este introdus în subsol prin prize de curent speciale, principial în același mod ca și curentul continuu, cîmpul electric alter-

nativ apărînd din cauza diferenţei de potenţial dintre aceste prize. La acesta se mai adaugă însă un cîmp electric secundar, bineînţeles tot alternativ, indus de cîmpul magnetic legat de curentul electric care circulă între electrozi. Este de precizat că acest cîmp electric secundar apare datorită unor fenomene multiple, şi anume a inducţiei proprii a fiecărei linii de curent, a inducţiei mutuale între liniile de curent şi a inducţiei mutuale care se exercită între liniile de curent din subsol şi linia de emisiune a curentului alternativ. Acest cîmp electric secundar are un caracter deosebit de cîmpul primar, fiind un cîmp turbionar (liniile de forţă au formă de vîrtej).

În cazul introducerii în subsol a curentului alternativ prin legătură galvanică se măsoară de preferinţă anomaliile elementelor electrice care sînt produse de condiţiile geologice specifice.

b) Folosirea de cadre pe suprafaţa solului. În acest caz, curentul alternativ care circulă prin cadre dă naştere unui cîmp magnetic alternativ, care induce în pămînt un cîmp electric secundar. La rîndul lui, cîmpul electric secundar şi prin el curentul electric secundar, creează un cîmp magnetic secundar care se însumează cu cîmpul magnetic primar. În felul acesta, perturbaţiile în distribuţia curentului alternativ în subsol produse de condiţiile geologice specifice se reflectă atît în elementele electrice cît şi în cele magnetice ale cîmpului electromagnetic.

Metodele de mai sus se folosesc în egală măsură în cadrul metodelor electromagnetice de prospecţiune electrometrică.

Pentru metodele radioelectrice se utilizează o variantă a metodei a doua de introducere a curentului alternativ în subsol, şi anume în loc de cadre închise se folosesc antene (cadre deschise).

Metodele din a doua categorie prezintă unele avantaje faţă de prima, deoarece nefolosind electrozi permit prospectarea zonelor cu sol foarte subţire, cum este cazul regiunilor de munte sau în sezonul de iarnă, cînd solul este acoperit cu zăpadă. De asemenea, în acest caz se poate face prospectarea filoanelor ascunse, situate la adîncimi mai mari, pentru care, dacă s-ar face legătură galvanică, este posibil ca curentul electric să nu ajungă la ele.

Folosirea curentului alternativ în prospecţiunea electrometrică este complicată de două condiţii restrictive importante, şi anume:

— Densitatea de curent descreşte foarte rapid cu adîncimea.

— Fenomenele de polarizaţie nu sînt în general liniare.

Prima condiţie ridică problema deosebit de importantă a adîncimii de pătrundere a curentului alternativ în subsol.

Aceasta este definită ca adîncimea la care densitatea maximă de curent j_0 scade la valoarea

$$j_p = \frac{j_0}{e}. \tag{168}$$

Dată fiind complexitatea fenomenelor electromagnetice care însoţesc pătrunderea curentului alternativ în subsol, adîncimea de pătrundere p a acestuia este greu de cunoscut exact. Pentru calculul acestei valori reproducem,

după L a s f a r g u e s (1957), două relaţii

$$p = \frac{C}{2\pi} \cdot \sqrt{\frac{\rho}{f}} \tag{169}$$

şi

$$p = 500 \cdot \sqrt{\frac{\rho}{f}}, \tag{170}$$

care dau valoarea probabilă a adîncimii de pătrundere în subsol.

În mod practic, prin încercări experimentale, în funcţie de natura problemei geologice de rezolvat şi de metoda de prospecţiune electrometrică folosită, se stabileşte frecvenţa optimă care să asigure în cea mai mare măsură succesul prospecţiunii.

A doua condiţie se referă la neliniaritatea unor fenomene de polarizaţie legate de curentul electric alternativ.

Cîmpul electromagnetic creat la sol de curentul alternativ este caracterizat prin intensitatea cîmpului electric I şi prin intensitatea cîmpului magnetic H. Ambele depind de poziţia, forma şi frecvenţa sursei de curent, precum şi de proprietăţile electrice şi natura subsolului. Şi unul şi altul din cele două elemente se folosesc în prospecţiunea electrometrică, deşi o oarecare preferinţă manifestată în practică este acordată determinărilor cîmpului magnetic.

Pentru a lămuri problema polarizaţiei cîmpului electromagnetic, să luăm cazul unui curent alternativ introdus în subsol printr-o legătură galvanică. Cîmpul alternativ primar I_1 are o direcţie constantă în orice punct (direcţia tangentei la linia de forţă a cîmpului în punctul respectiv) şi o intensitate variabilă conform unei legi de tipul relaţiilor (167). Cîmpul secundar I_2, indus, cu caracter turbionar, va fi defazat în spaţiu cu un unghi de 90°, avînd aceleaşi caracteristici de constanţă a direcţiei şi de variaţie periodică în timp a intensităţii. Cîmpul electric înregistrat la suprafaţă va fi evident rezultanta celor două cîmpuri (I_1 şi I_2).

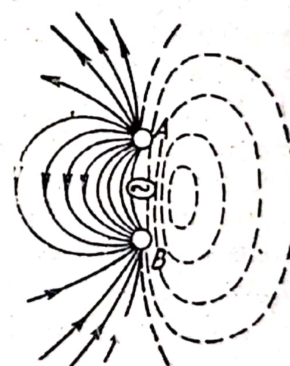


Fig. 44. Distribuţia liniilor de curent ale curentului primar şi secundar în cazul unei legături galvanice a curentului alternativ.

Situaţia de mai sus este reprezentată sugestiv în imaginile din figurile 44 şi 45.

Deci, atît componenta electrică cît şi cea magnetică a cîmpului electromagnetic vor varia sinusoidal în timp, deoarece curentul în dispozitivul de emisie variază sinusoidal în timp, fiind un curent alternativ. Din această cauză, atît vectorul electric cît şi cel magnetic îşi schimbă permanent poziţia în spaţiu, descriind cu extremitatea lor mobilă o elipsă numită *„elipsa de polarizaţie"*. Considerînd cazul componentei electrice E a cîmpului electromagnetic ale cărei componente în plan sînt e_x şi e_y ale căror expresii sînt:



Fig. 45. Schiţă arătînd defazajul în spaţiu a curenţilor primar şi secundar.

$$I_1 = e_x = I_x \cdot \cos\,(\omega t + \varphi_x) \tag{170, a}$$

$$I_2 = e_y = I_y \cdot \cos\,(\omega t + \varphi_y), \tag{170, b}$$

Se constată cu uşurinţă că locul geometric al vîrfului vectorului rezultat este o elipsă.

În anumite cazuri particulare de valoare a amplitudinilor maxime şi a defazajului între cele două componente, elipsa de polarizaţie poate degenera

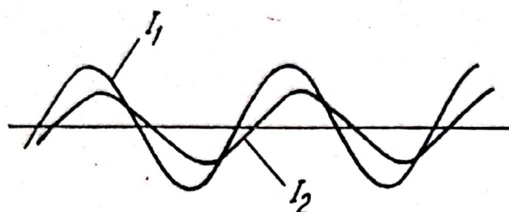


Fig. 46. Cazul curenţilor I_1 şi I_2 defazaţi în timp şi cu amplitudini maxime diferite.

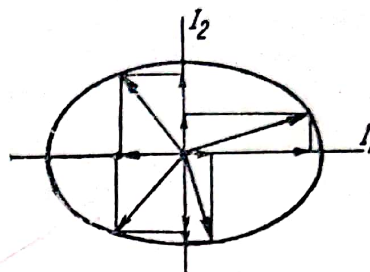


Fig. 47. Cîmp rezultant „polarizat eliptic".

într-un cerc sau chiar într-o dreaptă şi atunci cîmpul poartă numele de cîmp *polarizat circular*, respectiv *polarizat liniar*.

Cazul general, aşa cum s-a precizat, este atunci cînd cele două cîmpuri sînt la o diferenţă oarecare de fază ($\varphi_x \neq \varphi_y$) şi amplitudinile maxime sînt diferite; deci cîmpul electromagnetic este un cîmp *polarizat eliptic*. În figura 46 este reprezentată imaginea variaţiei sinusoidale a celor două componente şi în figura 47 rezultanta care apare din compunerea lor la diferite momente.

Se vede clar că în cazul cîmpului polarizat eliptic acesta se roteşte continuu în jurul punctului respectiv, capătul vectorului care corespunde acestuia descriind o elipsă.

Toate cele trei cazuri pot fi întîlnite în practica prospecţiunii electrometrice cu curent alternativ, predominînd însă cazul general al polarizaţiei eliptice.

Datorită faptului că în general cîmpul se roteşte ciclic în jurul oricărui punct de pe suprafaţa solului, din cauza fenomenului de polarizaţie a cîmpului electromagnetic şi faptului că însuşi potenţialul electric alternativ variază de asemenea, liniile echipotenţiale în curent alternativ schimbă permanent orientarea în spaţiu; de fapt, nici nu poate fi vorba, în sensul strict al cuvîntului, de suprafeţe şi linii echipotenţiale în cazul curentului alternativ.

În practica prospecţiunii electrometrice se folosesc totuşi şi linii echipotenţiale în curent alternativ, deşi, aşa cum s-a spus mai sus, ele nu au o semnificaţie fizică riguroasă, procedîndu-se în modul următor: se determină experimental o direcţie în fiecare punct de-a lungul căreia curentul total este minim şi care corespunde de fapt axei mici a elipsei de polarizaţie, definindu-se ca linie echipotenţială în acest caz linia care este tangentă la aceste direcţii în fiecare punct.

Din cele precizate pînă acum rezultă că aplicarea curentului alternativ, datorită complexităţii fenomenelor electromagnetice, este complicată pe de o parte, însă pune la dispoziţia cercetătorului multiple fenomene în care se pot

reflecta într-un fel sau altul neomogenitățile în distribuția proprietăților electrice din subsol și prin aceasta structura subsolului.

Există însă și alte avantaje care impun folosirea curentului alternativ în locul celui continuu în prospecțiunea electrometrică. Dintre acestea, cele mai importante sînt următoarele: la folosirea metodelor cu curent alternativ sînt eliminate din măsurători influențele diferiților curenți paraziți care circulă în subsol (curenți vagabonzi produși de diferite instalații industriale, curenți telurici, curenți naturali care apar pe baza fenomenelor electrochimice etc.); de asemenea, folosirea amplificatorilor permite măsurarea unor diferențe de potențial foarte mici; nu apar efecte de polarizație la electrozii de curent ca în cazul folosirii curentului continuu etc.

CAPITOLUL XI

PROPRIETĂȚILE ELECTRICE ALE ROCILOR ȘI FORMAȚIUNILOR GEOLOGICE

Așa cum s-a precizat în capitolul X, propagarea curenților electrici prin roci sau formațiuni geologice este funcție de conductibilitatea electrică a acestora.

În cazul specific al acestor medii, conductibilitatea electrică poate fi de mai multe feluri, și anume[1]:

— *Conductibilitatea electronică (metalică)* datorită deplasării libere a electronilor în mediul conductor. Curentul electric care se propagă prin mediu în acest caz este un curent *de conducție.*

---

[1] În unele manuale se poate întîlni definită și un alt tip de conductibilitate electrică, și anume *conductibilitatea prin curenți de deplasare.*

Rocile impermeabile, fără conținut de apă, sînt medii dielectrice aproape perfecte. În astfel de medii, prezența unui cîmp electric produce o deformație a distribuției electrice a particulelor intra-atomice, fenomen care poartă numele de polarizație electrică. Ca urmare a acestui fenomen apare un curent electric în interiorul rocii care reprezintă suma „curentului electric de conducție" și a unui „curent electric de deplasare".

În cazul în care se folosește un curent continuu, curentul de deplasare este nul; în cazul în care însă se folosește un curent alternativ, curentul de deplasare ia o valoare care este cu atît mai mare, cu cît frecvența curentului alternativ este mai mare și devine predominant față de cel de conducție dacă frecvența depășește 1 000 cicli/s.

Această conductibilitate electrică apare în roci sau formațiuni geologice în cazul folosirii metodelor radioelectrice, curentul electric care se propagă fiind un curent de deplasare.

Conductibilitatea prin curenți de deplasare mai poartă numele și de „conductibilitate capacitivă".

Această conductibilitate electrică apare numai în cîteva cazuri în natură, și anume la zăcămintele unor sulfuri metalice (pirită, calcopirită etc.), a unor oxizi (magnetit, cromit etc.), la cele de grafit și la bancurile de șisturi grafitoase.

— *Conductibilitatea electrolitică (ionică)*, datorită deplasării ionilor, adică a fragmentelor electrizate ale moleculelor de săruri dizolvate și disociate în apă, care impregnează porii rocilor permeabile.

Această conductibilitate electrică apare la majoritatea rocilor poroase și permeabile din natură cum sînt nisipurile, gresiile, pietrișurile etc.

Curentul electric care se propagă în acest caz prin rocă este tot un curent *de conducție*.

Conductibilitatea electrolitică a rocilor este cu atît mai mare, cu cît acestea conțin o cantitate mai mare de apă și cu cît aceasta este mai mineralizată. Astfel de soluții care îmbibă porii rocilor sînt de fapt niște *electrolite*, care conțin molecule de săruri nedisociate și molecule de săruri disociate în ioni (cationi, cu sarcină electrică pozitivă apărută prin pierderea unui electron și anioni, cu sarcină electrică negativă; primii sînt radicalii metalici — Na K, Mg etc., iar ceilalți sînt radicalii acizi — Cl, SO_4 etc.). Conductibilitatea unei astfel de soluții este exprimată analitic prin relația:

$$\sigma = (M_1 + M_2).\ n.\delta.e, \tag{171}$$

în care M_1 și M_2 sînt valori care definesc mobilitatea cationilor, respectiv a anionilor; n este numărul de molecule de electrolit pe unitatea de volum a soluției; δ este constanta de disociație, iar e reprezintă sarcina elementară de electricitate, respectiv $1{,}6 \times 10^{-19}$ Coulomb.

În practica prospecțiunii electrometrice și a carotajului electric, proprietățile electrice ale rocilor și ale formațiunilor geologice sînt caracterizate prin valoarea rezistivității specifice a acestora, adică prin valoarea inversă a conductibilității electrice. Preferința pentru rezistivitatea specifică în loc de conductibilitatea electrică provine din faptul că atît la metodele de laborator cît și la unele metode de prospecțiune electrometrică sau de carotaj electric, rezistivitatea specifică este mărimea care se obține direct din datele de măsurare.

Din punctul de vedere al proprietăților electrice rocile și formațiunile geologice reprezintă un amestec de elemente minerale și de apă.

Valoarea rezistivității specifice pentru diferite tipuri de roci sau formațiuni geologice poate fi determinată prin metode de laborator. În general, rezistivitatea specifică se determină separat pentru elementele minerale ale rocii și pentru soluțiile care o îmbibă și se calculează pentru roca în stare naturală cu medie ponderată a celor două valori determinate separat.

Pentru determinarea rezistivității specifice a elementelor minerale se procedează în modul următor: se usucă proba de rocă astfel ca să se elimine, dacă se poate total, orice urmă de soluție minerală care o îmbibă și se con-

fecționează din ea o formă prizmatică sau cilindrică la care se măsoară rezistența electrică R, prin introducerea ei într-un circuit electric de curent continuu. Se determină apoi rezistivitatea specifică ρ, folosind relația (149) după ce în prealabil au fost măsurate lungimea l și secțiunea transversală s a formei folosite.

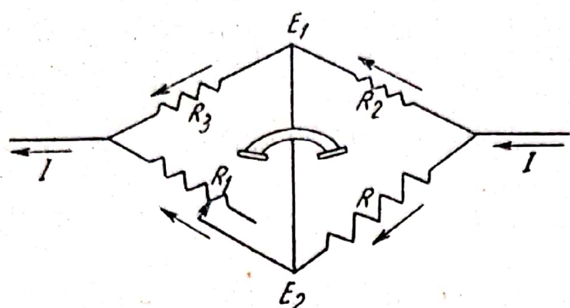


Fig. 48. Schema de principiu a unei punți electrice Kohlrausch.

Pentru determinarea rezistivității specifice a soluțiilor minerale care îmbibă porii rocilor se folosește o punte Kohlrausch[1], a cărei schemă este prezentată în figura 48. Rezistența R este reprezentată de un vas de sticlă, în care se introduce proba de soluție minerală extrasă cu o pompă de vid din roca respectivă. Rezistența R_1 este variabilă, iar R_2 și R_3 sînt rezistențe de valoare fixă. Egalizarea forțelor electromotoare E_1 și E_2 pe cele două laturi opuse ale punții se face prin varierea valorii rezistenței R_1 și are loc în momentul în care se produce extincția sonoră în telefon. În acest moment, rezistențele de pe cele patru brațe ale punții se găsesc în relația

$$\frac{R}{R_1} = \frac{R_2}{R_3}, \tag{172}$$

din care se obține valoarea rezistenței necunoscute R

$$R = R_1 \cdot \frac{R_2}{R_3}. \tag{173}$$

Se repetă operația întocmai, folosind de data aceasta o soluție de rezistivitate specifică cunoscută ρ_0 și se determină rezistența electrică R_0 a unui volum egal din această soluție cu acela folosit la soluția extrasă din rocă, a cărei rezistivitate specifică am notat-o cu ρ. Dacă l este lungimea vasului de sticlă și s secțiunea transversală a lui, folosit pentru ambele determinări, se poate scrie în baza relației (149)

$$\rho = R \cdot \frac{s}{l} \quad \text{și} \quad \rho_0 = R_0 \cdot \frac{s}{l}, \tag{174}$$

de unde

$$\frac{\rho}{\rho_0} = \frac{R}{R_0} \tag{175}$$

și

$$\rho = \rho_0 \cdot \frac{R}{R_0}, \tag{176}$$

[1] Puntea Kohlrausch este o punte electrică asemănătoare cu puntea W h e a t s t o n e, la care se folosește curent alternativ (deoarece curentul continuu ar produce electroliza soluției) și în loc de galvanometru, un telefon.

Relația (176) ne furnizează valoarea rezistivității specifice a soluției minerale care îmbibă roca, în funcție de rezistivitatea specifică cunoscută ρ_0 și de cele două rezistențe electrice R și R_0 măsurate cu puntea Kohlrausch.

1. FACTORI DE CARE DEPINDE VALOAREA REZISTIVITĂȚII SPECIFICE A ROCILOR ȘI A FORMAȚIUNILOR GEOLOGICE

Rezistivitatea specifică a rocilor și a formațiunilor geologice depinde de o serie de factori, care pot avea prin ei înșiși o influență variabilă, sau se pot combina cîte doi sau mai mulți producînd influențe diferite. Acestui fapt se datorește variația mare de valoare a rezistivității specifice atît în cuprinsul aceluiași tip de rocă clasat petrografic cît și de la un tip la altul de rocă.

Dintre factorii care produc variația valorii rezistivității specifice, cei mai importanți sînt următorii:

1.1. **Conținutul în elemente minerale a rocii sau formațiunii geologice.** Din acest punct de vedere interesează atît tipurile de elemente minerale care sînt prezente cît și procentele cu care acestea intră în compoziția rocii respective.

Pentru exemplificare, reproducem mai jos, după Dahnov (1957) și Reich și Zwerger (1943), domeniile de variație a rezistivității specifice pentru cîteva elemente minerale, sau compuși minerali, care sînt prezente în natură fie ca elemente constituente a principalelor roci, fie în concentrații sub formă de zăcăminte. Din tabelul 14, care conține aceste date, se poate constata atît domeniul mare de variabilitate a rezistivității specifice pentru fiecare element sau compus mineral cît și domeniul foarte mare de variabilitate în general pentru acestea.

Tabelul 14

REZISTIVITATEA SPECIFICĂ A UNOR ELEMENTE SAU COMPUȘI MINERALI

Elementul sau compusul	$\rho(\Omega m)$	*Elementul sau compusul*	$\rho(\Omega m)$
Cuarț	$1{,}2\times10^{12}$ — $3{,}2\times10^{14}$	Grafit	$1{,}2\times10^{-6}$ — 3×10^{-4}
Magnetită	$3{,}6\times10^{-4}$ — 6×10^{-3}	Antracit	10^{-4} — 10^{-2}
Hematită	10^{4} — 10^{6}	Huilă grasă	10^{2} — 10^{4}
Limonită	10^{6} — 10^{8}	Huilă slabă	10 — 5×10^{2}
Sideriță	10 — 10^{3}	Lignit	10 — 2×10^{2}
Pirită	10^{-4} — 10^{-3}	Petrol	10^{9} — 10^{16}
Pirotină	$5{,}4\times10^{-6}$ — 10^{-4}	Sulf	$1{,}8\times10^{12}$ — $1{,}9\times10^{15}$
Sare (curată)	10^{6} — 10^{7}	Anhidrit	10^{7} — 10^{10}
Sare (impură)	3×10^{3} — 5×10^{5}	Gips	10^{7} — 10^{10}
Mice	$1{,}5\times10^{8}$	Calcit	$5{,}5\times10^{12}$

1.2. **Conținutul în soluții minerale.** Din acest punct de vedere intră în considerație, pe de o parte, porozitatea rocii, iar pe de altă parte umiditatea ei.

În ceea ce privește porozitatea, interesează atît volumul porilor cît și dispoziția porilor în interiorul agregatului mineral care reprezintă roca. Porozitatea este un factor care variază între limite foarte mari la diversele tipuri de roci. Acest lucru apare clar din tabelul 15 de mai jos:

Tabelul 15

POROZITATEA CÎTORVA TIPURI PRINCIPALE DE ROCI

R o c a	*Porozitatea %*
Diatomite, soluri cu turbă	80—90
Marne, loess, soluri nisipoase	40—75
Argile poroase, nisipuri, gresii, calcare poroase, dolomite	15—40
Argile și nisipuri	8—15
Calcare compacte, gresii compacte	3—5
Roci metamorfice sau eruptive	0,5—2

În ceea ce privește umiditatea, interesează volumul porilor care este umplut cu soluție minerală, precum și concentrația și compoziția sărurilor minerale dizolvate în apele conținute de porii rocilor.

În general, sărurile dizolvate în soluții apoase din natură sînt sulfați, cloruri, carbonați sau hidrați ai metalelor alcaline sau alcalino-pămîntoase. Cele mai frecvente sînt următoarele: SO_4Ca, SO_4Mg, SO_4Na_2, NaCl, KCl, $CaCl_2$, NaOH etc.

Influența concentrației și a compoziției sărurilor minerale din soluțiile apoase apare clar în tabelul 16, reprodus după Dahnov (1951), în care sînt prezentate valorile rezistivității specifice în funcție de acești doi parametri pentru cîteva săruri minerale mai des întîlnite în natură.

Tabelul 16

INFLUENȚA CONCENTRAȚIEI ȘI A COMPOZIȚIEI SĂRURILOR DIN SOLUȚIILE MINERALE

Cantitatea de substanță minerală în soluție (g/l)	*Rezistivitatea specifică a soluției*			
	NaCl	KCl	$MgCl_2$	$CaCl_2$
0,000 (apă curată)	25×10^4	25×10^4	25×10^4	25×10^4
0,010	541	578	438	483
0,100	55,2	58,7	45,6	50,3
1,000	5,83	6,14	5,06	5,56
10,000	0,657	0,676	0,614	0,654
100,000	0,0869	0,0776	0,0936	0,0930

Toți acești parametri acționează simultan și rezistivitatea specifică a rocii reprezintă rezultanta acțiunii simultane a lor.

În general se poate spune că pentru o anumită rocă cu o porozitate dată, rezistivitatea specifică a ei scade o dată cu creşterea umidităţii în soluţii mineralizate, atingînd un minimum de valoare atunci cînd roca este saturată în astfel de soluţii; dacă este însă vorba de apă curată, fenomenul de mai sus are loc invers.

1.3. **Temperatura la care se găseşte roca sau formaţiunea geologică.** Rezistivitatea specifică scade pe măsură ce temperatura creşte. Acest fenomen are loc în baza unei legi exprimate analitic de relaţia

$$\rho_t = \frac{\rho_{18^\circ}}{1 + 0{,}025\,(t - 18^\circ)}, \tag{177}$$

în care ρ_t este rezistivitatea specifică la temperatura t a rocii.

Acest factor prezintă un deosebit interes la rocile sau formaţiunile geologice care au grosimi mari şi la care apare o scădere progresivă a valorii rezistivităţii specifice cu adîncimea.

1.4. **Particularităţile structurale şi texturale ale rocilor.** Varietatea mare de tipuri de structuri şi texturi a rocilor posibile în natură intervine şi ea ca un factor de variabilitate a valorii rezistivităţii specifice. Mărimea, forma, orientarea preferenţială sau haotică a particulelor minerale, caracterul de cristalinitate mai mult sau mai puţin accentuată sau natura vitroasă a rocilor etc. sînt parametri care îşi manifestă influenţa asupra valorii rezistivităţii specifice.

În cazul rocilor stratificate sub formă de alternanţe sau cu intercalaţii frecvente, precum şi în cazul rocilor şistuoase, se înregistrează chiar fenomene de anizotropie a proprietăţilor electrice, respectiv rezistivitatea specifică ia valori diferite, în funcţie de direcţia pe care o luăm în considerare în raport cu direcţia preferenţială de stratificaţie sau de şistuozitate.

Din toate cele expuse mai sus rezultă că rezistivitatea specifică a rocilor sau a formaţiunilor geologice depinde de o sumă de factori şi parametri de variabilitate, a căror influenţă este în general importantă. Aceasta explică de ce domeniile de variabilitate a valorilor rezistivităţii specifice a rocilor din natură sînt aşa de mari pentru fiecare rocă în parte şi îndeosebi pentru gama întreagă de elemente minerale, roci şi formaţiuni geologice din natură. Pentru a contura valoric acest lucru, este suficient să spunem că în legătură cu constituţia păturii superioare a litosferei, care prezintă interes pentru prospecţiunea electrometrică şi carotajul electric, valorile rezistivităţii specifice variază între circa 10^{-7} şi circa 10^{16}, adică într-un domeniu care se întinde pe 10^{23} Ω m.

În tabelul 17 sînt intabulate, după Dahnov (1951), Reich şi Zwerger (1943) şi Lasfargues (1957), valori de rezistivităţi specifice pentru diferite tipuri de ape, roci sau formaţiuni geologice de pe suprafaţa pămîntului, din care reiese domeniul mare de variabilitate al valorilor acestei mărimi

Tabelul 17

VALOAREA REZISTIVITĂŢII SPECIFICE PENTRU DIVERSE TIPURI DE APE SAU ROCI DIN NATURĂ

Ape, roca sau formaţiunea geologică	ρ (Ωm)
Ape de suprafaţă, lacuri, rîuri etc.	10^{-1} — 3×10^{3}
Ape de suprafaţă, cu conţinut de cloruri de Na, K, Mg şi Ca	3×10^{-2} — 10^{-1}
Ape de izvor obişnuite, în regiuni sedimentare	1
Ape de izvor obişnuite, în regiuni eruptive	3×10^{1} — $1,5\times10^{2}$
Ape de zăcămînt ale zăcămintelor de petrol sau gaze	3×10^{-2} — 10^{-1}
Ape de mină	3×10^{-1}
Marne pliocene din peninsula Apşeron	5×10^{-1} — 2×10^{0}
Marne din Meotianul din R.P.R.	1×10^{0} — 2×10^{0}
Marne oligocene din Alsacia	3×10^{0} — 4×10^{0}
Marne eocene din Africa de nord	4×10^{0} — 7×10^{0}
Marno-calcare jurasice din Lorena	10^{1} — 5×10^{1}
Argile din U.R.S.S.	10^{0} — 10^{5}
Argile aluvionare din Africa de Nord	10^{1}
Argile şi marne triasice din Lorena	3×10^{1} — 5×10^{1}
Nisipuri din U.R.S.S.	10^{0} — 10^{3}
Nisipuri precambriene din Canada	10^{3} — 2×10^{4}
Nisipuri uscate din Australia de vest	$2,5\times10^{5}$ — 4×10^{6}
Nisipuri umede din Australia de vest	1×10^{5} — 1×10^{6}
Formaţiuni silicioase din U.R.S.S.	10^{2} — 10^{3}
Gresii din U.R.S.S.	10^{6}
Gresii burdigaliene din Africa de nord	6×10^{1} — 8×10^{1}
Gresii siluriene din Normandia	5×10^{2} — 4×10^{3}
Gresii luteţiene din Normandia	5×10^{3} — 10^{4}
Calcare din U.R.S.S.	10^{1} — 10^{8}
Calcare jurasice din Lorena	8×10^{1} — 3×10^{2}
Calcare cretacice din Africa de nord	8×10^{1} — 5×10^{3}
Calcare paleozoice de Saint-Laurent, Franţa	10^{3} — 3×10^{3}
Calcare din Spania	$1,2\times10^{4}$
Calcare jurasice din Elveţia	$1,4\times10^{5}$ — $3,5\times10^{5}$
Dolomite din U.R.S.S.	10^{2}
Conglomerate de Michigan, S.U.A.	1×10^{5} — $1,2\times10^{5}$
Şisturi gothlandiene	4×10 — 6×10
Şisturi de Calymène	2×10^{2}
Şisturi precambriene	$2,5\times10^{2}$ — 3×10^{2}
Micaşisturi de Carmaux	8×10^{2}
Şisturi cristaline din nordul S.U.A.	3×10^{5} — 4×10^{5}
Şisturi argiloase din Michigan, S.U.A.	$1,2\times10^{4}$
Şisturi argiloase din Germania	$7,7\times10^{4}$
Depozite glaciale din nordul S.U.A.	$8,3\times10^{2}$ — 4×10^{5}
Granite din U.R.S.S.	10^{5}
Granite din Vire	3×10^{2} — 5×10^{2}
Granite de Fruyère	1×10^{5} — $1,5\times10^{5}$
Granite de Washington, S.U.A.	$> 5\times10^{5}$
Sienite din U.R.S.S.	10^{4}
Porfirite din U.R.S.S.	10^{5}
Porfire curţifere din U.R.S.S.	10^{6}
Gabrouri din U.R.S.S.	10^{6}
Bazalte din U.R.S.S.	10^{8} — 10^{9}
Bazalte, andezite, serpentine	8×10^{2} — 1×10^{5}

Tabelul 18

REZISTIVITATEA SPECIFICĂ A FORMAȚIUNILOR NEOGENE DIN MUNTENIA

Formațiunea geologică	ρ (Ωm)
Terase cuaternare	75—200
Levantin	15— 50
Dacian	8— 10
Pontian	2— 3
Meotian	3
Sarmațian (în facies calcaros)	100—1 000

În sfîrșit, în tabelul 18 reproducem, după Ștefănescu (1952), valorile rezistivității specifice care caracterizează formațiunile neogene din zona petroliferă a Munteniei din țara noastră.

Din tabelele 15, 17 și 18 apare clar că în constituția păturii superioare a litosferei intră roci sau formațiuni geologice cu proprietăți electrice foarte diferențiate. La aceasta se mai adaugă și prezența sau absența apelor de circulație, cu un grad variabil de mineralizație, caracterizate de asemenea prin valori diferite ale proprietăților electrice. Toate acestea fac ca între elementele geologice de prospectat (structuri, accidente tectonice, zăcăminte de minerale utile etc.) și mediul înconjurător al acestora să se creeze contraste importante în valoare de rezistivitate electrică specifică. Prezența acestor contraste în subsol, precum și omogenitatea relativă din punctul de vedere al proprietăților electrice, pe de o parte, a obiectului geologic de prospectat și, pe de altă parte, a mediului înconjurător acestuia, comandă distorsiunile în propagarea curentului electric în subsol (forma liniilor de curent și variațiile de densitate de curent în diversele puncte din subsol) și apariția anomaliilor electrice înregistrate la suprafața solului, asigurînd succesul prospecțiunii electrometrice.

Este de precizat că existența unor contraste de proprietăți electrice între obiectele geologice de prospectat și mediul înconjurător este o condiție necesară de aplicabilitate a prospecțiunii electrometrice într-o problemă geologică dată, dar nu și suficientă. Pentru ca metodele de prospecțiune electrometrică să funcționeze cu succes, este de asemenea important ca în cadrul aceluiași element geologic proprietățile electrice să fie continue, discontinuitatea sau trecerea bruscă la o altă valoare a acestora, apărînd la limita cu mediul înconjurător.

Astfel, la prospectarea electrometrică a structurilor sedimentare este necesar ca această continuitate a proprietăților electrice să se manifeste în direcții orizontale, pentru a putea permite varierea adîncimii de investigație a prospecțiunii după necesități, prin modificarea dimensiunilor dispozitivului de măsurare de la suprafață. În schimb, în cazul prospectării electrometrice a zăcămintelor metalifere este necesar ca această continuitate a proprietăților electrice să se manifeste în direcția zăcămîntului (verticală sau aproape verticală, îndeosebi la zăcămintele de tip filonian) și discontinuitatea în direcții orizontale, deoarece zăcămintele se vor reflecta cu atît mai bine în anomaliile electrice, cu cît contrastul lateral de proprietăți electrice va fi mai mare.

Mai trebuie de asemenea precizată limitarea pe care o aduce adîncimea la care este situat în subsol contrastul de proprietăți electrice. Date fiind

rezistivitățile specifice, în general, mari ale rocilor și formațiunilor geologice care constituie pătura superioară a litosferei, pătrunderea curentului electric în subsol (a celui continuu, dar mai ales a celui alternativ) la sursele de curent, care în mod practic pot fi folosite în prospecțiunea electrometrică, se face în general pînă la o adîncime relativ mică (cca. 1 500 m adîncime pentru curentul continuu; cîțiva metri pînă la cîteva zeci de metri pentru curentul alternativ).

Se poate spune deci în concluzie că aplicabilitatea prospecțiunii electrometrice este condiționată de existența unui contrast de proprietăți electrice între obiectul geologic de prospectat și mediul înconjurător al acestuia, în valoare cît mai mare și situat la o adîncime cît mai mică, cu existența simultană a continuității cît mai bine realizată a proprietăților electrice atît în obiectul geologic de prospectat cît și în mediul înconjurător acestuia.

Același contrast de proprietăți electrice condiționează și aplicabilitatea metodelor de carotaj electric. Diferențierea cît mai netă după rezistivitatea specifică a diferitelor strate sau complexe de roci traversate de gaura de sondă va conduce la punerea în evidență a unor anomalii de rezistivitate produse de acestea și va face posibilă separarea și identificarea lor după diagrama înregistrată.

CAPITOLUL XII

FENOMENE TERMICE. PROPRIETĂȚILE TERMICE ALE ROCILOR ȘI FORMAȚIUNILOR GEOLOGICE

Fenomenele termice și diferențierea după proprietățile termice a diferitelor tipuri de roci sau formațiuni geologice sînt folosite îndeosebi în metodele de carotaj termic; într-un volum mult mai redus se folosesc și în unele cercetări de suprafață, care însă nu au un caracter propriu-zis de prospecțiune. Pentru aceasta, atenția noastră se va îndrepta numai asupra acelora care stau la baza metodelor de carotaj termic.

1. CÎMPUL TERMIC

Aplicarea carotajului termic se bazează pe existența unui cîmp termic în gaura de sondă, a cărui valoare se diferențiază în funcție de tipurile de roci în dreptul cărora este determinată aceasta.

Cîmpul termic în gaura de sondă reprezintă rezultanta a trei componente, şi anume:

— Cîmpul termic natural al pămîntului (T_n).
— Cîmpul termic local (T_l).
— Cîmpul termic artificial (T_a).

În acord cu cele de mai sus, cîmpul termic se poate exprima analitic prin relaţia

$$T = T_n + T_l + T_a. \tag{178}$$

În cele ce urmează, vom da cîteva precizări în legătură cu cele trei componente ale cîmpului termic.

1.1. **Cîmpul termic natural al pămîntului.** Pămîntul posedă o căldură internă proprie, care este transmisă din interior către periferia lui. În afară de temperatura pe care o cîştigă stratele superficiale pe această cale şi care este stabilă ca valoare la anumite adîncimi în funcţie de condiţiile geologice locale, aceste strate mai sînt supuse acţiunii razelor solare, care le modifică de la un moment la altul temperatura. Adîncimea pînă la care se manifestă influenţa razelor solare este însă în general mică. Cercetări efectuate în această direcţie au arătat că aceste variaţii de temperatură au un caracter periodic şi privesc următoarele adîncimi medii: 1 m pentru variaţiile diurne, 3 m pentru variaţiile lunare şi 20—25 m, pentru variaţiile anuale.

Influenţa mică pe care o au razele solare în modificarea cîmpului termic natural al pămîntului se datoreşte faptului că acesta se comportă ca un corp solid şi opac, cu o conductibilitate termică redusă.

Temperatura naturală creşte de la suprafaţă către interiorul pămîntului. Această variaţie cu adîncimea este caracterizată prin valoarea *gradientului geotermic*, care reprezintă variaţia temperaturii pe unitatea de lungime, măsurată pe verticala locului către interiorul pămîntului. În practică nu este folosită direct această mărime, ci valoarea inversă a ei, care poartă numele de *gradient geotermic reciproc* sau *treaptă geotermică* şi se exprimă în m/1°C. Valoarea medie sau normală a treptei geotermice este de 33 m/1°C.

Determinarea valorii acestei mărimi în diferite puncte pe suprafaţa pămîntului a pus în evidenţă abateri mari a treptei geotermice faţă de valoarea medie a ei şi aceasta depinde de proprietăţile termice ale rocilor care sînt prezente în structura geologică. Cu titlu informativ precizăm, după Heiland (1946), că aşa cum apare din datele cunoscute pînă în prezent, treapta geotermică variază între 11,3 m/1°C (Neuffen-Germania) şi 110,8 m/1°C (Johannesburg-Africa).

Suprafeţele care conţin toate punctele de egală temperatură în interiorul pămîntului, poartă numele de geoizoterme. Dacă pămîntul ar fi o sferă omogenă, toate geoizotermele ar fi nişte suprafeţe sferice concentrice. Datorită condiţiilor specifice care se bănuiesc a exista în interiorul pămîntului de la o anumită adîncime faţă de suprafaţa lui, geoizotermele sînt probabil suprafeţe regulate. În partea superioară a litosferei, datorită eterogeneităţii rocilor care constituie formaţiunile geologice, a formelor de zăcămînt ale acestora, precum şi a neregularităţilor reliefului suprafeţei pămîntului, geoizotermele sînt deformate, prezentîndu-se ca nişte suprafeţe neregulate.

De interes pentru aplicaţii geologice sînt deformările geoizotermelor produse de eterogeneităţile rocilor şi de formele de zăcămînt ale acestora. În acest sens, cercetările termice pentru precizarea formei geoizotermelor pot furniza informaţii preţioase asupra distribuţiei în suprafaţă a zăcămintelor minerale, asupra formelor corpilor intruzivi, asupra contactelor între diferite tipuri de roci, asupra faliilor, asupra localizării apelor subterane etc.

1.2. **Cîmpul termic local.** Cîmpurile termice locale sînt tot nişte cîmpuri termice naturale, de răspîndire locală însă, care iau naştere în legătură cu anumite tipuri de roci, ca urmare a unor procese fizico-chimice care se petrec la limitele dintre aceste roci şi cele din coperişul sau culcuşul lor sau la limitele dintre ele şi noroiul de foraj din gaura de sondă.

Astfel de cîmpuri termice caracterizează îndeosebi următoarele tipuri de roci:

— Rocile gazeifere şi petrolifere, deschise de gaura de sondă, dacă presiunea de zăcămînt a hidrocarburilor este mai mare decît presiunea hidrostatică a noroiului de foraj la nivelul lor. În acest caz, hidrocarburile vor invada în gaura de sondă şi datorită detentei lor (care este un fenomen endotermic) se va produce o scădere a temperaturii în dreptul stratului respectiv.

— Rocile halogene (săruri de sodiu sau potasiu) prin dizolvare în noroiul de foraj produc de asemenea scăderi de temperatură la nivelul lor, dizolvarea în cazul acesta fiind un fenomen endotermic.

— Zăcămintele de sulfuri, la contactul cu noroiul de foraj, suferă un fenomen de oxidare. Cum oxidarea lor este o reacţie exotermică, în dreptul mineralizaţiilor de sulfuri vor apărea creşteri de temperatură.

— Stratele de cărbuni suferă de asemenea un fenomen de oxidare la contactul cu noroiul de foraj (uneori accentuată de conţinutul în sulfuri al acestora), care, fiind o reacţie exotermică, va produce o creştere a temperaturii în dreptul lor.

1.3. **Cîmpul termic artificial.** Spre deosebire de cele de mai sus, cîmpul termic artificial în gaura de sondă este produs de noi fie în legătură cu unele operaţii tehnice, fie chiar în mod special pentru studiul termic al stratificaţiei. Cîmpurile termice artificiale se realizează în următoarele cazuri:

— reacţia exotermică a prizei cimentului;

— introducerea în gaura de sondă a unui noroi de foraj cu o anumită temperatură, convenabil aleasă;

— introducerea în gaura de sondă a unei surse de căldură.

2. PROPRIETĂŢILE TERMICE ALE ROCILOR ŞI FORMAŢIUNILOR GEOLOGICE

Proprietăţile termice ale rocilor se concretizează în următoarele trei, şi anume:

2.1. **Conductibilitatea termică** (λ), care reprezintă cantitatea de căldură ce traversează în unitatea de timp o secţiune unitară dintr-un corp la un gradient de temperatură unitar. În unităţi CGS, această mărime se exprimă în cal/cm.s. grd centigrad şi în unităţi practice prin kcal/m.h. grd centigrad.

Caracterizarea proprietăţilor termice a rocilor nu se face de obicei prin conductibilitatea termică a lor, ci prin *rezistivitatea termică*, care reprezintă valoarea inversă a acesteia. Introducerea noţiunii de rezistivitate termică prezintă unele avantaje în ceea ce priveşte carotajul termic, prin aceea că admite paralizarea acestei mărimi cu rezistivitatea electrică, precum şi datorită faptului că gradientul geotermic este proporţional cu rezistivitatea termică a rocilor.

Rezistivitatea termică depinde de o sumă de caracteristici ale rocilor, şi anume:

a) Compoziţia minerală a rocilor, respectiv natura mineralelor componente şi proporţia în care acestea intră în compoziţia diferitelor tipuri de roci.

b) Densitatea rocilor (scade pe măsură ce creşte densitatea, şi invers).

c) Umiditatea rocilor (scade pe măsură ce creşte umiditatea, şi invers).

d) Permeabilitatea rocilor acvifere (scade brusc cu creşterea permeabilităţii la o deplasare liberă a apei în roca respectivă).

e) Natura fluidului care ocupă spaţiul lacunar al rocii (este mai mare pentru conţinutul în petrol şi mai mică pentru conţinutul în apă).

f) Temperatura rocilor (creşte slab o dată cu creşterea temperaturii).

g) Stratificaţia sau şistuozitatea rocilor (prezintă un maxim pe direcţia perpendiculară la stratificaţie sau şistuozitate şi un minim pe direcţia paralelă la acestea).

Rezistivitatea termică este proprietatea de bază în carotajul termic, deoarece variază în limite mult mai mari decît celelalte proprietăţi termice. Din cauza aceasta şi diferenţierea stratelor traversate de gaura de sondă se face mult mai bine după această proprietate termică.

2.2. **Căldura specifică** (*c*), care reprezintă cantitatea de căldură necesară pentru a ridica temperatura unei unităţi de masă cu o unitate de temperatură. În unităţi CGS, această mărime se exprimă în cal/gram. grad centigrad, iar în unităţi practice prin kcal/kg. grad centigrad.

Limitele în care variază căldura specifică a rocilor sînt mici.

Asupra căldurii specifice influenţează, în primul rînd, umiditatea, şi anume, ea creşte cu creşterea umidităţii rocilor.

2.3. **Factorul de difuziune termică** (*K*) este de asemenea o proprietate care defineşte propagarea căldurii prin diferitele tipuri de roci. În unităţi CGS această mărime se exprimă prin cm²/s, iar în unităţi practice prin m²/oră.

Legătura dintre cele trei proprietăţi definite mai sus este de forma

$$K = \frac{\lambda}{c \cdot \delta}, \qquad (178\ a)$$

în care δ reprezintă densitatea rocii.

Avînd în vedere cele precizate mai înainte, privind domeniul de variaţie al căldurii specifice şi ţinînd cont de faptul că şi densitatea rocilor se înscrie într-un domeniu limitat de valori, rezultă că coeficientul de difuziune termică variază în principal în funcţie de conductibilitatea termică. Factorii care

influenţează coeficientul de difuziune termică sînt aceeaşi şi acţionează în sens invers ca în cazul rezistivităţii termice pentru care au fost precizaţi.

În tabelul de mai jos reproducem, după D a h n o v (1961), valorile proprietăţilor termice (conductibilitatea termică, rezistivitatea termică, căldura specifică şi coeficientul de difuziune termică) pentru principalele minerale, roci şi substanţe minerale utile din natură.

Tabelul 19

PROPRIETĂŢILE TERMICE ALE MINERALELOR, ROCILOR ŞI SUBSTANŢELOR MINERALE UTILE

Minerale, roci, substanţe minerale utile.	*Conductibilitatea termică* (*kcal/m.h. 1°C*)	*Rezistivitatea termică* (*m.h. 1°C/kcal*)	*Căldura specifică* (*kcal/kg. 1°C*)	*Coeficientul de difuziune termică* ($m^2/h \times 10^3$)
Aer	0,02	50	0,248	—
Andezit	1,1	0,91	—	—
Apă	0,503	2,0	0,998	0,505
Argilă	0,86	1,17	0,18	~3,5
Azbest	0,19	5,3	0,195	0,46
Bazalt	1,5—1,7	0,59—0,67	0,203	2,7—3,0
Blendă	14,4	0,007	—	—
Calcar dolomitizat	1,30	0,77	—	—
Calcar poros	1,88	0,53	2,24	1,8 —4,3
Cărbune (antracit)	0,18 —0,24	4,2 —5,5	—	—
Cuarţ	2,15	0,47	0,165	49
Cuarţit	4,8	0,208	0,167	4,32—11,2
Diabaz	2,88	0,35	0,167	~5,9
Diorit	1,85 —2,1	0,515	0,169	4,4
Dolomit	4,3 —0,93	0,23 —1,08	—	3,1
Gabro	1,73	0,58	0,172	2,8 —4,8
Gips	0,35 —0,65	1,54 —2,85	0,275	1,1
Granit	2,09 —3,1	0,323—0,479	0,155—0,190	2,2 —2,7
Gresie compactă	1,1 —2,6	0,384—0,91	0,20	5,0
Huilă	0,083—0,15	6,7 —12	0,31	0,4
Magnetit	10,8	0,093	—	—
Marnă	0,792—1,88	0,53 —1,26	—	—
Mică	0,31	3,2	—	—
Nisip umed	2,95	0,34	—	—
Nisip uscat	0,30	3,30	0,191	~0,72
Petrol	0,12	8,35	0,5	0,25—0,31
Sare gemă	6,20	0,16	0,204	14
Silvină	6,1 —9	0,11—0,16	0,163	18,5
Şist argilos	1,33 —1,88	0,53—0,75	0,184	~3,5
Tuf	0,61 —1,37	0,73—1,64	—	1,8 — 3,2

Tabelul de mai sus dă o imagine concretă asupra diferenţierii rocilor şi substanţelor minerale utile după proprietăţile termice, care la rîndul lor asigură diferenţierea valorilor cîmpului termic de-a lungul găurii de sondă. Aceasta face posibilă aplicarea carotajului termic ca o metodă de separare a stratelor şi complexelor traversate de gaura de sondă sau pentru rezolvarea unor probleme speciale legate de tehnica operaţiei de forare a sondelor.

PARTEA A DOUA

METODICA ȘI TEHNICA LUCRĂRILOR GEOFIZICE DE PROSPECȚIUNE ȘI CAROTAJ

CAPITOLUL XIII

METROLOGIA DERIVATELOR POTENŢIALULUI GRAVITĂŢII ÎN PROSPECŢIUNEA GRAVIMETRICĂ

1. METROLOGIA GRADIENTULUI ORIZONTAL ŞI A CURBURII DIFERENŢIALE

Cu puţin înainte de anul 1900, savantul maghiar Roland V. Eötvös a creat primul aparat de prospecţiune gravimetrică, şi anume *balanţa de torsiune*. Cu ajutorul acestui aparat se determină valorile a patru din derivatele de ordinul *II* ale potenţialului gravităţii, şi anume cele două componente ale gradientului orizontal total (W_{zx} şi W_{zy}) şi cele două componente ale curburii diferenţiale (W_{xy} şi W_{Δ}).

Principiul acestui aparat este reprezentat în figura 49. Acesta constă dintr-o bară orizontală suspendată la mijlocul lungimii ei de un fir de torsiune (T). La capetele barei orizontale se găsesc fixate două mase (m_1 şi m_2) egale în valoare; una din mase (m_1) este fixată direct la capătul barei, iar a doua (m_2) este suspendată la o distanţă h cu ajutorul unui fir foarte subţire (pentru ca masa acestuia să intre cît mai puţin în consideraţie) de cel de-al doilea capăt. Din cauza variaţiei în spaţiu a cîmpului gravităţii, cele două mase ale balanţei de torsiune vor fi supuse acţiunii combinate a celor două valori g_1 şi g_2 a cîmpului gravităţii, diferite atît ca direcţie cît şi ca intensitate. Pentru a studia efectul combinat al lor asupra balanţei de torsiune, să considerăm că descompunem pe g_1 şi g_2 după axele de coordonate ale unor sisteme carteziene cu originea în centrele maselor m_1 şi m_2, avînd axele dirijate respectiv după direcţia barei orizontale, firului de torsiune şi a perpendicularei pe planul figurii.

Vom obţine în modul acesta trei componente, al căror efect va fi discutat în cele ce urmează:

— Componentele de-a lungul direcţiei barei orizontale l, care vor tinde să întindă bara, fiind anulate de rigiditatea acesteia şi deci nu vor acţiona asupra sistemului.

— Componentele de-a lungul direcţiei firului de torsiune, care vor tinde să deplaseze întreg sistemul elastic pe această direcţie şi care vor fi anulate de rezistenţa ce se naşte în suport din cauza rigidităţii firului, din care cauză de asemenea nu vor fi active asupra sistemului.

— Componentele de-a lungul direcţiei perpendiculare pe planul figurii, care vor acţiona asupra sistemului elastic al balanţei de torsiune, rotind-o cu un unghi oarecare φ. Această rotire a barei orizontale în jurul axei firului de torsiune are loc din cauza acţiunii forţei egală în valoare cu diferenţa dintre cele două componente orizontale de mai sus şi situată la distanţa $l/2$ faţă de axa de rotaţie.

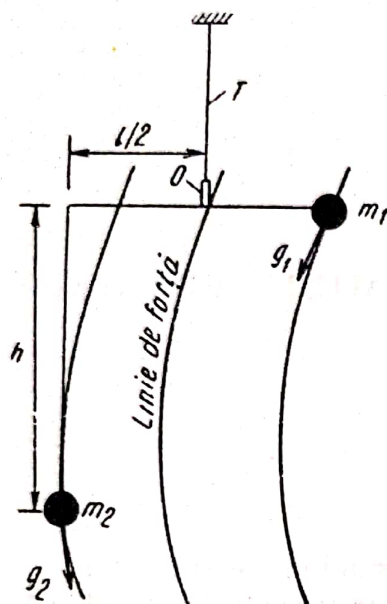


Fig. 49. Principiul balanţei de torsiune.

Dacă se notează cu φ unghiul de rotire şi cu τ coeficientul de torsiune al firului, atunci momentul de torsiune al sistemului va fi evident $\tau \cdot \varphi$. La poziţia de echilibru, acest moment de torsiune, care reprezintă momentul forţelor interioare a sistemului, trebuie să fie egal cu momentul forţelor exterioare derivate din cîmpul gravităţii şi pe care este notat deocamdată simbolic prin M. Ecuaţia de echilibru a sistemului elastic al balanţei de torsiune poate fi scrisă deci în cea mai simplă formă astfel:

$$\tau \cdot \varphi = M \tag{179}$$

De la această ecuaţie principială, explicitînd termenul al doilea şi efectuînd toate operaţiile, pentru care nu dăm detalii deoarece depăşeşte cadrul acestui curs, se ajunge final la o ecuaţie practică de lucru care leagă mărimile gravimetrice ce trebuie determinate de elemente cunoscute ale aparatului (date constructive) şi elemente care pot fi măsurate direct (parametri de citire). În relaţia (180) este dată ca exemplu ecuaţia de lucru pentru un sistem elastic de tip Z:

$$n - n_0 = a \cdot (\sin 2\alpha \cdot W_\Delta + \cos 2\alpha \cdot W_{xy}) + b \cdot (\cos \alpha \cdot W_{zy} - \sin \alpha \cdot W_{zx}). \tag{180}$$

În această relaţie sînt cunoscuţi coeficienţii a şi b, care sînt funcţie de datele constructive ale balanţei, şi anume:

$$a = \frac{2f \cdot k}{\tau}; \quad b = \frac{4f \cdot m \cdot h \cdot l}{\tau}, \tag{181}$$

în care f este distanţa focală, k = momentul de inerţie al sistemului elastic în jurul axei care trece prin centrul lui de greutate, τ = coeficientul de torsiune al firului, m = masa greutăţilor, h = distanţa pe verticală dintre cele două mase faţă de bara orizontală, l = lungimea barei orizontale. De asemenea, se pot determina valorile n = deplasarea liniară echivalentă unghiului de torsiune la poziţia de echilibru, precum şi α = unghiul azimutal, pe care îl face planul vertical, care conţine cele două mase ale sistemului elastic, cu planul meridianului geografic, măsurat în planul orizontal şi în sensul acelor unui ceasornic.

Din relaţia (180) rămîn deci necunoscute cele patru mărimi gravimetrice W_{zx}, W_{zy}, W_{xy} şi W_Δ) care trebuie determinate, precum şi n_0 = deplasarea liniară echivalentă unui unghi de torsiune φ_0 iniţial, corespunzător poziţiei

netorsionate a sistemului elastic, adică poziţiei pe care ar avea-o sistemul elastic în absenţa acţiunii cîmpului gravităţii.

Pentru determinarea acestor 5 necunoscute sînt necesare 5 relaţii independente, care pot fi obţinute din executarea de măsurători cu acelaşi sistem elastic orientat pe 5 azimute diferite. Deoarece soluţia nu este convenabilă din cauza randamentului scăzut, balanţele de torsiune sînt prevăzute întotdeauna cu două sisteme elastice. În modul acesta apar 6 necunoscute (4 mărimi gravimetrice şi două deplasări liniare echivalente n_0 pentru cele două sisteme), pentru care se pot obţine 6 relaţii independente prin măsurarea numai pe 3 azimute diferite.

Realizarea practică a aparatului va fi redată, în ceea ce are esenţial, în cele ce urmează. În principal, aparatul este constituit dintr-o *casetă* care conţine două sisteme elastice, montate în dispozitiv antiparalel (cu barele orizontale paralele şi masele inferioare aşezate opus). Pe fiecare fir de torsiune este fixată solidar o oglindă. Caseta mai conţine un dispozitiv optic şi de înregistrare al deviaţiilor celor două sisteme elastice, astfel încît la poziţia de echilibru, un fascicul luminos reflectat de oglinda fiecărui sistem şi de o a treia oglindă fixă la peretele casetei să impresioneze o placă fotografică.

În afară de casetă, balanţa de torsiune mai conţine un *corp turnant* (care are funcţia de a roti caseta la anumite intervale de timp şi de a o fixa pentru stabilizarea sistemelor elastice pe diferite azimute, precum şi de a face contactul electric la anumite momente pentru trimiterea fasciculelor luminoase pe oglinzi), un *prelungitor* (pentru a asigura casetei o înălţime mai mare şi prin aceasta a micşora efectul reliefului topografic), precum şi un *picior* (pentru asigurarea stabilităţii aparatului şi a posibilităţii de orizontalizare rapidă a lui).

În figura 50 este reprodusă o secţiune printr-o balanţă de torsiune.

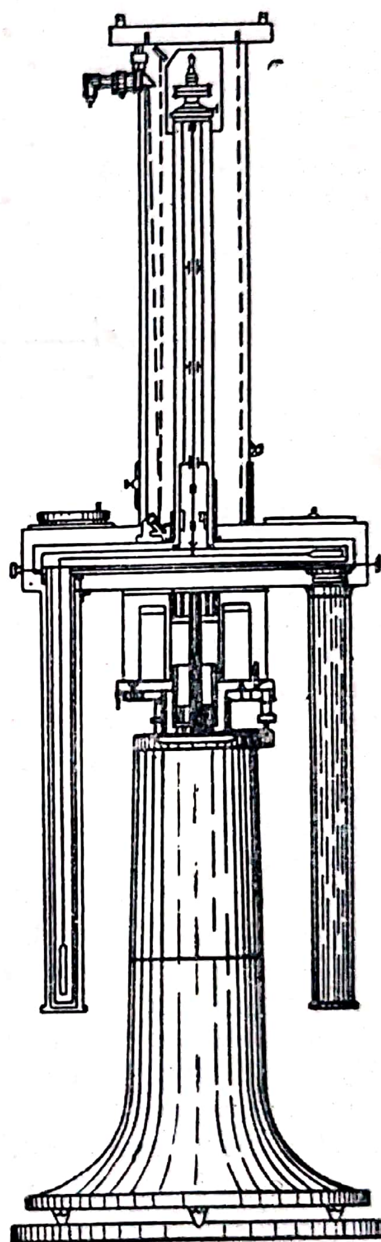


Fig. 50. Secţiune printr-o balanţă de torsiune tip Askania Z-40.

Produsul brut al unei măsurători cu balanţa de torsiune este reprezentat pe *placa de înregistrare*. După cum s-a precizat mai înainte, deviaţiile sistemelor elastice ale unei balanţe de torsiune sub acţiunea mărimilor gravimetrice în diferite azimuturi nu sînt determinate în termeni unghiulari, ci ca deplasări liniare echivalente. Aceasta se realizează prin înregistrarea impresiunii pe o placă fotografică lăsată de un fascicul luminos

reflectat de o oglindă fixă, precum şi de impresiunile lăsate de fasciculele luminoase reflectate de cele două oglinzi mobile.

În figura 51 este reprodusă o placă de înregistrare obţinută cu o balanţă de torsiune Askania Z-40. După cum se poate remarca uşor, înregistrarea s-a făcut pe 3 azimuturi (0°, 120° şi 240°), însă în mai multe cicluri consecutive, în număr de 6, dintre care 4 complete. În acest exemplu se pot distinge impresiunile date de oglinda fixă (*F*), precum şi de cele două sisteme elastice (*I* şi *II*); în plus, seria impresiunilor din stînga plăcii (*T*) ne dau o indicaţie asupra variaţiei temperaturii interioare a aparatului în timpul cît a durat înregistrarea plăcii.

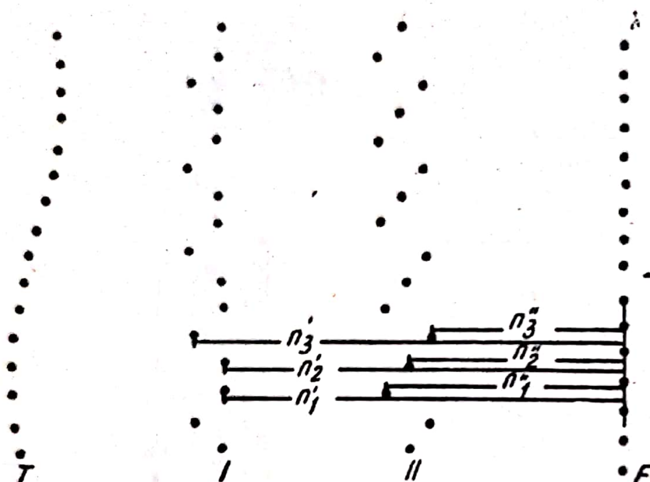


Fig. 51. Placă de înregistrare.

Datele furnizate de o astfel de placă de înregistrare sînt exploatate în modul următor: cu ajutorul unei plăci transparente, care are trasate pe ea gradaţii semimilimetrice, se execută citirile pentru determinarea valorilor notate cu *n*. Aceasta este suprapusă plăcii de înregistrare, astfel ca linia de bază a ei să se suprapună perfect cu linia punctelor fixe (*F*). După aceea se citesc distanţele *n* respective la fiecare punct de înregistrare al celor două sisteme elastice, exprimîndu-se în milimetri. Precizia unei astfel de determinări de distanţă este de 0,1 din echidistanţa între două gradaţii a plăcii transparente, adică 0,05 mm. Aceste citiri ne furnizează valorile lui n'_i şi n''_i.

Valorile n'_o şi n''_o se obţin prin efectuarea mediilor aritmetice a cîte 3 valori succesive a lui n', respectiv n'', pentru fiecare azimut în parte.

Calculul valorilor brute ale gradienţilor orizontali şi a mărimilor de curbură se face apoi prin aplicarea formulei (180), dacă bineînţeles s-a folosit o balanţă de tip Z, înlocuind valorile lui n'_i, n''_i, n'_o şi n''_o determinate ca mai sus. Pentru uşurarea acestor calcule s-au întocmit formulare simple, astfel încît această operaţie poate fi executată de un calculator obişnuit cu calificare medie.

Măsurătorile cu balanţa de torsiune se execută în general pe profiluri, în staţii la echidistanţa de 100—200 m. În fiecare punct de staţie se execută şi măsurători topografice (nivelment radial) necesare calculului reducerilor de relief topografic.

Pentru stabilirea corectă a valorilor brute ale celor patru mărimi gravimetrice trebuie aplicate corecţiile instrumentale.

Se înţelege în general prin corecţii instrumentale, pentru orice aparat geofizic, valorile inverse ale anumitor efecte datorite condiţiilor fizice sau meteorologice şi care sînt variabile în timpul măsurătorilor cu aceste aparate. Aceste corecţii se aplică valorilor măsurate cu astfel de aparate pentru a le

face comparabile între ele, ca şi cum acestea ar fi fost în mod ideal determinate în riguros aceleaşi condiţii. Fiind vorba de condiţii fizice, vom avea în general corecţii de temperatură, de presiune, de stare higrometrică etc.

În cazul particular al balanţei de torsiune intră în considerare numai variaţia temperaturii în timpul măsurătorilor. Dacă variaţia temperaturii înregistrată pe placă, aşa cum s-a văzut, este mică, atunci efectul ei este aproape total eliminat prin efectuarea valorilor medii în calculul lui n_0' şi n_0''. Dacă însă variaţia temperaturii în timpul unei înregistrări este mai mare, atunci trebuie aplicate corecţii de temperatură, ceea ce constituie o operaţie destul de complicată şi asupra căreia nu este cazul de intrat în detalii.

În ultima vreme, balanţele de torsiune au fost înlocuite cu succes de *gradientometre*. Gradientometrele reprezintă de fapt tot nişte balanţe de torsiune, modificate pentru a se realiza o productivitate mai mare.

Ca exemplu de astfel de aparat vom prezenta mai jos gradientometrul GRBM-2 de construcţie sovietică, cu care ocazie va apărea şi principiul de construcţie şi funcţionare al acestui gen de aparate.

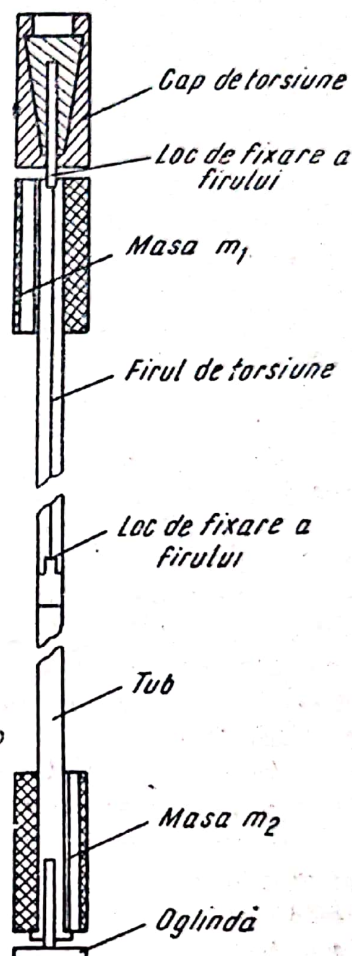


Fig. 52. Secţiune printr-un sistem elastic al gradientometrului GRBM-2.

Aparatul conţine 4 sisteme elastice de torsiune, fiecare din ele fiind constituit dintr-un tub (T) de aluminiu, care are fixate lateral şi în opoziţie la cele două capete ale lui cîte o masă (m_1 şi m_2). Un astfel de sistem este suspendat de un fir de torsiune (t) care trece prin axul tubului şi este fixat la un cap de torsiune (CT). În figura 52 este reprodusă o secţiune printr-un sistem elastic. Datorită distanţei mici pe orizontală dintre cele două mase ale sistemului elastic este asigurat acestuia un moment de inerţie mic, respectiv o perioadă de oscilaţie mică, care se traduce practic printr-o perioadă de stabilizare la poziţia de echilibru foarte scurtă (1—3 min); totodată însă, sistemul devine puţin sensibil la influenţa mărimilor de curbură W_Δ şi W_{xy}, astfel încît, în mod practic, nu poate fi folosit decît pentru determinarea celor două componente ale gradientului orizontal, adică W_{zx} şi W_{zy}.

Cele 4 sisteme elastice sînt montate într-un bloc masiv central, fiind plasate în 4 canale special prevăzute în acesta şi situate în colţurile lui; totul este asamblat în corpul propriu-zis al aparatului, care conţine şi dispozitivul optic prin intermediul căruia se execută măsurătorile. Stabilitatea aparatului şi posibilitatea de orizontalizare şi de orientare a lui pe diverse azimuturi este asigurată de un dispozitiv de rotire în plan orizontal, o calotă sferică şi o placă de aluminiu, care constituie împreună cu corpul aparatului părţile principale ale gradientometrului.

Citirea la aparat este directă, la poziţia de echilibru a sistemelor, pe 4 scări corespunzătoare celor 4 sisteme elastice pe care acestea trimit un reper optic.

Organizarea măsurătorilor cu gradientometrul se face în acelaşi mod ca şi a celor cu balanţa de torsiune.

2. METROLOGIA CÎMPULUI GRAVITĂŢII

Cîmpul gravităţii prezintă unele avantaje faţă de mărimile gravimetrice determinate cu balanţa de torsiune, respectiv gradientul orizontal total şi curbura diferenţială, prin aceea că are un sens fizic mai uşor de intuit, asigurînd deci o interpretare geologică mai uşoară şi mai sigură, măsurarea lui se face în parte în condiţii mai uşoare şi cu aparate de randament mare, prospecţiunea gravimetrică putînd fi efectuată mai repede şi la un preţ de cost mai redus, iar limitările introduse de relieful topografic sînt mai mici şi deci domeniul de aplicabilitate în problemele geologice este mai mare.

Valorile cîmpului gravităţii în diferite puncte pe suprafaţa pămîntului pot fi determinate în două moduri, şi anume:

— *ca valori absolute*, care se notează cu g şi care reprezintă valoarea totală a cîmpului gravităţii într-un punct, datorită întregii mase a pămîntului;

— *ca valori relative*, care se notează cu Δg şi care reprezintă variaţiile valorii lui g în diferite puncte în raport cu valoarea lui g într-un punct oarecare ales de noi, absolută sau aleasă arbitrar. Valorile relative ale cîmpului gravităţii reprezintă numai efectul variaţiilor de masă din pătura superioară a litosferei.

Valorile absolute sau relative ale cîmpului gravităţii se pot determina cu ajutorul *aparatelor pendulare.*

Aceste aparate conţin unul sau mai multe pendule oscilante, al căror principiu este cunoscut de mai multe secole. Aparatele pendulare cu ajutorul cărora se pot face determinări a intensităţii cîmpului gravităţii care să satisfacă necesităţile de precizie actuale sînt însă de dată relativ recentă, respectiv de-abia de cîteva decenii.

Principiul măsurătorilor cu aparate pendulare se bazează pe metoda determinărilor dinamice, în care este studiată mişcarea imprimată unui sistem cunoscut prin acţiunea unei forţe şi măsurată acceleraţia imprimată acestui sistem. Masa sistemului fiind cunoscută, forţa necunoscută poate fi uşor determinată pe baza legii a II-a a lui Newton relaţia (2).

Cu ajutorul aparatelor pendulare se pot face determinări atît de valori absolute cît şi de valori relative ale cîmpului gravităţii. Aplicaţia lor în prospecţiunea gravimetrică este însă destul de redusă, domeniul mare de aplicabilitate al acestor măsurători fiind în legătură cu problemele de geodezie sau de fizica globului.

Spre deosebire de aceste aparate prezentate anterior, gravimetrele statice ocupă locul cel mai important în prospecţiunea gravimetrică. Aceasta se datoreşte faptului că în construirea acestor aparate s-a ajuns la tipuri şi modele cu principii simple, uşor de mînuit şi de transportat şi deci de rentabi-

litate mare în exploatare, avînd totodată o precizie suficientă de măsurare pentru cartarea anomaliilor gravimetrice.

Primele gravimetre statice, construite exclusiv pentru prospecţiunea gravimetrică şi care satisfac necesităţile acesteia, au apărut în jurul anului 1930. Date fiind avantajele folosirii acestor aparate, ele au înregistrat o evoluţie foarte rapidă, astfel că în momentul de faţă există peste 100 de tipuri comerciale de gravimetrice statice, cu principii şi caracteristice diferite.

Indiferent de modul cum sînt realizate din punct de vedere constructiv, gravimetrele statice în principiu se bazează pe metoda determinărilor statice, în care este studiată menţinerea în echilibru a unui sistem cunoscut, supus acţiunii unei forţe ce trebuie măsurată, cu ajutorul unei alte forţe cunoscute sau măsurabile. În cazul particular al gravimetrelor statice, forţa care trebuie măsurată este întotdeauna cîmpul gravitaţii. Forţa cunoscută sau măsurabilă, cu ajutorul căreia se realizează menţinerea în echilibru a sistemului, poate fi însă de multe feluri, după modul în care este construit aparatul, putînd fi, de exemplu, forţa elastică a unui arc, presiunea unui gaz, forţa electromagnetică produsă de un curent electric de intensitate potrivită care circulă printr-o bobină etc.

Gravimetrele statice sînt aparate cu care nu se pot măsura decît valorile relative ale cîmpului gravitaţii. Şi acesta este unul din motivele pentru care aceste aparate sînt folosite aproape în exclusivitate numai în scopuri de prospecţiune gravimetrică.

Cele mai simple gravimetre statice sînt de tipul dinamometrelor. În figura 53 este prezentat un sistem elastic pentru gravimetru static, de un astfel de tip. După cum se poate observa, un astfel de sistem elastic este compus dintr-o masă M, suspendată de un arc, al cărui al doilea capăt este încastrat la un suport fix.

Într-un punct oarecare în care valoarea cîmpului gravitaţii este g_1, masa M va fi sub acţiunea unei forţe $F_1 = M \cdot g_1$. Să notăm cu k constanta de tensiune a arcului.

Masa M se va deplasa către în jos sub acţiunea forţei F_1 pînă în momentul în care forţa interioară (de sens contrar) care se naşte în arc va deveni egală în valoare absolută cu aceasta. Pentru poziţia de echilibru, în care forţa exterioară este egală cu cea interioară din arc, reperul fixat la masa M va indica pe o scară gradată o anumită diviziune pe care o notăm cu S_1 şi care este măsura deplasării masei sistemului elastic sub acţiunea forţei F_1. Forţa interioară are în acest caz valoarea $k \cdot S_1$. La poziţia de echilibru devine valabilă relaţia:

$$M \cdot g_1 = k \cdot S_1. \qquad (182)$$

Dacă deplasăm sistemul elastic într-un alt punct, în care valoarea cîmpului gravităţii este g_2, vom constata la poziţia de echilibru o altă diviziune, pe o scară

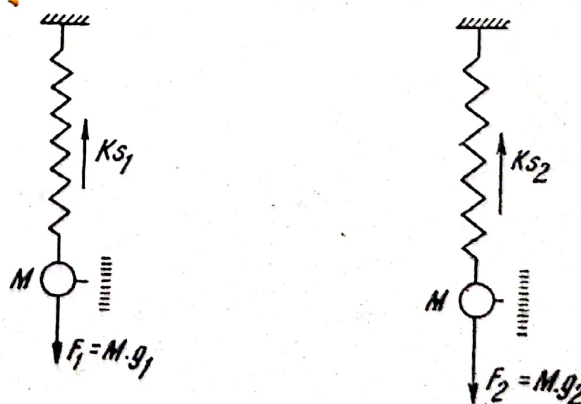


Fig. 53. Sistem elastic pentru gravimetru static, de tipul dinamometrului.

gradată în dreptul reperului fixat pe masa M şi pe care o notăm cu S_2. Relaţia la poziţia de echilibru în acest al doilea punct va fi deci

$$M \cdot g_2 = k \cdot S_2. \tag{183}$$

Împărţind relaţia (183) prin relaţia (182), se obţine:

$$\frac{g_2}{g_1} = \frac{S_2}{S_1} \tag{184}$$

şi scăzînd numitorii din numărători, avem

$$\frac{g_2 - g_1}{g_1} = \frac{S_2 - S_1}{S_1}. \tag{185}$$

Din relaţia de mai sus se poate deduce imediat relaţia fundamentală pentru măsurătorile relative cu gravimetrul static

$$\Delta g = g_2 - g_1 = g_1 \cdot \left(\frac{S_2}{S_1} - 1\right), \tag{186}$$

din care se observă că valoarea relativă a cîmpului gravităţii într-un punct oarecare, în raport cu o staţie de bază de valoare cunoscută (g_1), este funcţie de valoarea cîmpului gravităţii în această staţie de bază şi de raportul deplasărilor S_1 şi S_2 ale masei sistemului elastic la poziţia de echilibru în cele două puncte.

Gravimetrele statice pot fi de două tipuri principale, şi anume: n e a s t a t i z a t e, care folosesc un sistem elastic la care deplasările sînt direct proporţionale cu cîmpul gravităţii, şi a s t a t i z a t e, care folosesc sisteme elastice la care deplasările sînt amplificate datorită faptului că acestea sînt astfel construite încît sînt foarte aproape de poziţia de instabilitate (echilibru labil). Prima categorie este caracterizată prin relaţii liniare între cîmpul gravităţii şi deplasările masei, în timp ce a doua categorie, prin relaţii mai complicate, de ordin superior.

La noi în ţară s-au folosit pînă în prezent mai multe tipuri de *gravimetre* s t a t i c e. Dintre acestea vom da cîteva relaţii numai cu privire la două, care în momentul de faţă sînt utilizate pe scară largă.

Gravimetrul Nörgaard TNK. Sistemul elstic al acestui aparat (figura 54) constă dintr-un pendul de cuarţ aşezat aproape orizontal, fixat prin intermediul unui braţ (A_1) şi a unui fir de torsiune (FT) orizontal, la un cadru (C). Pendulul, firul de torsiune şi cadrul sînt construite din cuarţ topit. Pendulul are două inele de platină (I_1 şi I_2), pentru a-i mări masa lui şi o oglindă (O_1); o a doua oglindă (O_2), identică cu prima, este fixată la un braţ (A_2) al cadrului şi este situată în imediata vecinătate a oglinzii O_1. Întregul sistem

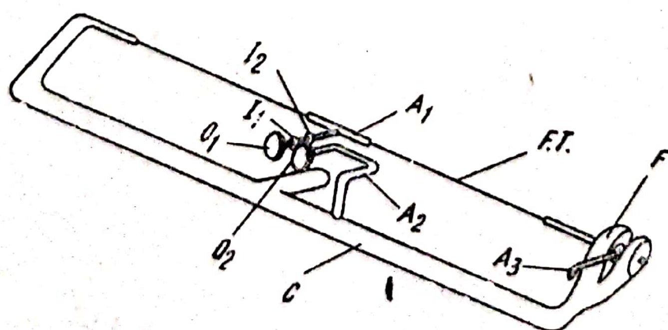


Fig. 54. Schiţa sistemului elastic al gravimetrului Nörgaard TNK.

elastic este imersat în lichid (de tipul petrolului lampant) şi complet închis într-o casetă, care este prevăzută cu o fereastră ce permite observarea celor două oglinzi.

Pentru o anumită valoare a cîmpului gravităţii g_0 (numită valoare de bază a aparatului) şi la o anumită temperatură T_0 (numită *temperatura critică* sau *temperatură de compensare termică totală*), atunci cînd caseta sistemului elastic şi totodată aceasta, este orizontală, cele două oglinzi se găsesc în acelaşi plan. Această poziţie particulară în care cele două oglinzi se găsesc riguros în acelaşi plan poartă numele de *poziţie de coincidenţă*.

Pentru orice altă valoare a cîmpului gravităţii g şi la orice altă temperatură T, coincidenţa celor două oglinzi va putea fi obţinută numai dacă se înclină caseta sistemului elastic cu un unghi α faţă de poziţia orizontală, prin rotirea ei în jurul unei axe paralele cu direcţia firului de torsiune.

Relaţia fundamentală a gravimetrului Nörgaard va fi deci:

$$g_0 = g \cdot \cos \alpha. \tag{186, a}$$

Din această relaţie reiese că pentru aceeaşi valoare a cîmpului gravităţii g există două poziţii de coincidenţă a oglinzilor, care pot fi realizate la unghiurile $+\alpha$ şi $-\alpha$ faţă de planul orizontal, deoarece $\cos \alpha = \cos(-\alpha)$. De asemenea se mai poate constata din relaţia (186, *a*) că g_0 este cea mai mică valoare a cîmpului gravităţii, care poate fi măsurată cu acest aparat, deoarece $\cos \alpha$ este întotdeauna subunitar ca valoare.

Valoarea de bază g_0 a aparatului este o valoare arbitrară, stabilită în general ca cea mai mică valoare măsurabilă în regiunea de prospectat. În cazul deplasării într-o altă regiune, valoarea de bază g_0 este modificată convenabil prin detorsionarea sau torsionarea firului de torsiune, operaţie care se realizează prin rotirea braţului de care este fixat firul de torsiune şi care trece prin furca (*F*) a cadrului, cu ajutorul pîrghiei (A_3).

Aparatul este realizat astfel încît să se poată face coincidenţă celor două oglinzi în cele două poziţii, deasupra şi dedesubtul planului orizontal. Pentru aceasta, caseta cu sistemul elastic este fixată într-un cilindru orizontal, care stă pe două lagăre cu bilă (care creează o axă de rotaţie a cilindrului orizontal, respectiv a casetei); de asemenea este prevăzut cu un dispozitiv optic pentru controlul direct al coincidenţei, control care se face prin aducerea celor două repere (unul reflectat de oglinda fixă şi celălalt de oglinda mobilă) într-o poziţie anumită în cîmpul vizual al ocularului.

Unghiurile de înclinare α la poziţia de coincidenţă nu se citesc ca valori unghiulare, ci sub forma deplasării liniare echivalente m (v. fig. 55). Evaluarea mărimii m se face cu ajutorul a două şuruburi micrometrice.

Formula practică de lucru după care se calculează valorile relative ale cîmpului gravităţii măsurate cu gravimetrul Nörgaard TNK este funcţie de această cantitate pe care am notat-o cu m şi se exprimă sub forma

$$g_r = g - g_0 = C \cdot m^2, \tag{187}$$

în care C este o constantă caracteristică fiecărui aparat în parte şi este funcţie de dimensiunile constructive K şi L (v. fig. 55).

Primele modele ale acestui aparat, care este de construcţie suedeză, necesitau aplicarea unei corecţii de temperatură la valorile brute măsurate, pentru eliminarea influenţei variaţiilor de temperatură în timpul măsurătorilor. Valoarea acestei corecţii se poate stabili experimental, prin efectuarea de măsurători în acelaşi loc, la diferite temperaturi. Modelele mai noi sînt prevăzute cu o instalaţie termostatică prin care se menţine constantă temperatura interioară a aparatului, astfel încît problema variaţiilor de temperatură nu se mai pune.

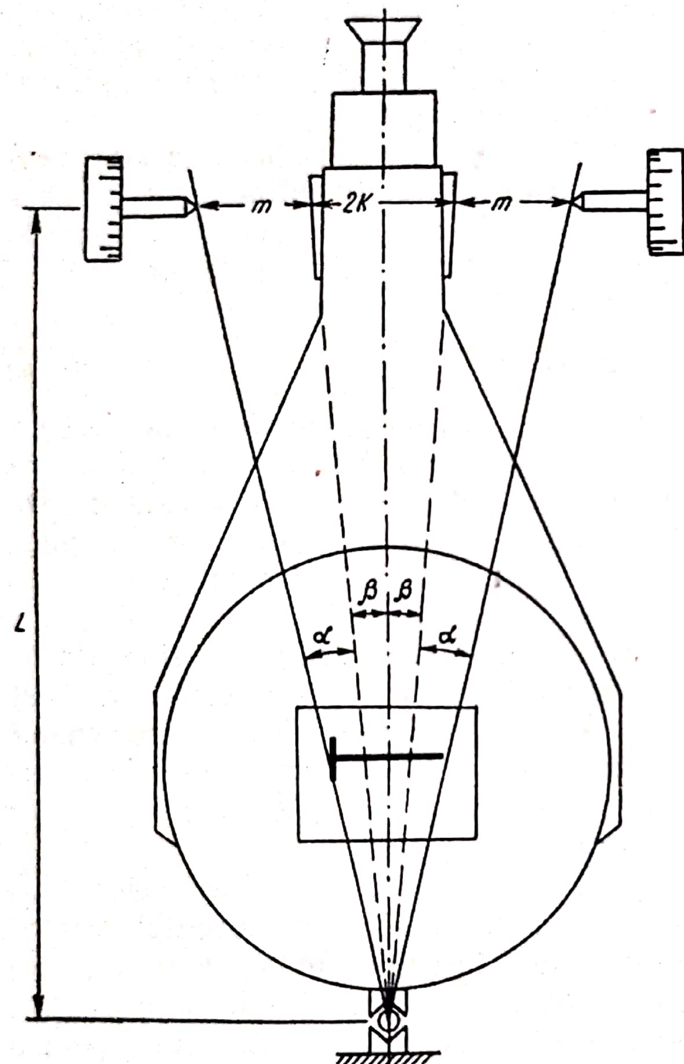


Fig. 55. Schema de principiu a gravimetrului Nörgaard TNK.

Precizia determinării valorilor relative ale cîmpului gravităţii cu gravimetrul N ö r g a a r d TNK este de $\pm$0,25mgal.

Gravimetrul GAK-4M. Sistemul elastic al acestui aparat este construit de asemenea în întregime din cuarţ şi în principiu este un seismograf vertical tip G a l i ţ i n. El este constituit dintr-un pendul (*1*) menţinut în echilibru de forţa de torsiune din firele de torsiune (*2*) şi de forţa elastică din arcul principal (*4*). Arcul principal este fixat cu capătul inferior la o prelungire a pendulului (*10*), iar cu cel superior la partea fixă a sistemului şi prin ea la casetă.

La o anumită valoare a cîmpului gravităţii, pendulul va lua o poziţie anumită de echilibru. Prin rotirea convenabilă a şurubului micrometric şi modificarea respectivă a tensiunii din arcul (*6*), pendulul este adus în poziţia orizontală (poziţia *de zero*), fapt care se constată prin aşezarea reperului de citire pe diviziunea centrală a scării ocularului. Operaţia aceasta este efectuată în fiecare punct de staţie şi variaţiile cîmpului gravităţii sînt proporţionale cu citirile pe şurubul micrometric după realizarea poziţiei de zero.

Sistemul elastic mai conţine arcul (7) pentru schimbarea bazei de măsurare (la schimbarea regiunii de lucru sau chiar în cadrul aceleiaşi regiuni

dacă există variaţii mari de gravitate care depăşesc domeniul de măsurare al aparatului) şi firul metalic (*9*), care are funcţiunea de autocompensator al variaţiilor de temperatură.

Sistemul elastic de cuarţ este fixat într-o casetă (pahar), din care este extras aerul pînă se ajunge la o presiune interioară de circa 5 mm Hg.

În figura 56 este reprodusă schiţa sistemului elastic.

Paharul, împreună cu corpul care conţine mecanismele de acţionare şi dispozitivul optic, este introdus într-un vas D e w a r (cu ajutorul căruia se realizează o bună termostatare) şi totul, într-o carcasă metalică exterioară.

Formula practică de lucru după care se calculează valorile relative ale cîmpului gravităţii măsurate cu gravimetrul GAK-4M se exprimă sub forma

$$g_r = g_2 - g_1 = C \cdot n, \quad (188)$$

în care C este constanta aparatului şi n valorea citirii la şurubul micrometric.

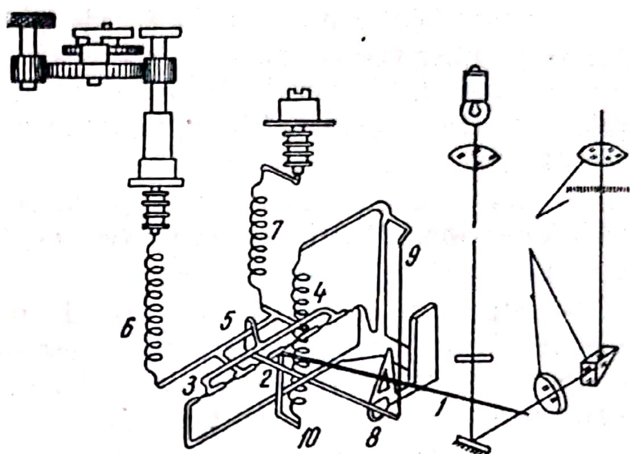


Fig. 56. Schiţa sistemului elastic al gravimetrului GAK-4M.

Precizia determinării valorilor relative ale cîmpului gravităţii cu gravimetrul GAK-4M este de ± 0,05—0,15 mgal.

2.1. **Felul lucrărilor de prospecţiune gravimetrică.** În funcţie de problema geologică de rezolvat, lucrările de prospecţiune gravimetrică pot fi de mai multe feluri, şi anume:

— Lucrări de r e c u n o a ş t e r e, pe baza cărora se fac studii generale structurale pentru determinarea marilor unităţi geologice. Aceste lucrări se execută cu o desime de staţii în suprafaţa prospectată de 1 staţie/8—200 km².

— Lucrări de c e r c e t a r e, care au ca scop studii locale de structuri şi se execută cu desime de 1 staţie/1—8 km².

— Lucrări de d e t a l i u, avînd ca scop studii de zăcăminte locale şi se execută cu desimi de 1 staţie/0,01—1 km².

— Lucrări de m a r e d e t a l i u, cu ajutorul cărora se fac studii de zăcăminte cu dimensiuni mici (în general zăcăminte de minereuri) şi care se execută cu desimi de 1 staţie/0,0025—0,01 km².

Alegerea felului de prospecţiune gravimetrică care trebuie folosită pentru rezolvarea unei probleme geologice, precum şi a caracteristicilor reţelei de puncte de măsurare (echidistanţa între staţii, distanţa între profiluri, modul de aranjare a profilurilor etc.) este de o deosebită importanţă pentru asigurarea succesului acestui gen de prospecţiune. Pentru o bună alegere este de mare importanţă experienţa celui care face organizarea lucrărilor. Pentru lucrările cu caracter local care se referă la zăcăminte şi în zonele în care există unele informaţii asupra caracterelor generale ale anomaliei cîmpului gravităţii, obţi-

nute prin lucrări prealabile de recunoaştere sau cercetare, caracteristicile reţelei optime de puncte de măsurare pot fi stabilite pe bază de criterii obiective [1].

2.2. **Felul staţiilor gravimetrice.** O reţea de puncte de măsurare este în general constituită din staţii gravimetrice de mai multe feluri, după cum urmează:

— Staţii de referinţă (de bază sau de sprijin), care reprezintă puncte de măsurare la care se efectuează multiple măsurători şi care servesc pentru controlul general al lucrărilor şi stabilirea unui sistem omogen de gravitate relativă sau pentru integrarea lucrărilor în sistemul general de gravitate absolută.

— Staţii de legătură şi de control, care reprezintă staţii cu cel puţin două măsurători şi care servesc pentru transmiterea valorilor de gravitate şi controlul măsurătorilor.

— Staţii de serie sau ordinare, care reprezintă staţii cu o singură măsurătoare completă ce servesc la obţinerea unei desimi de acoperire suficiente pentru precizarea anomaliei gravităţii în zona de prospectat şi deci rezolvarea problemei geologice.

Ciclul. Măsurătorile gravimetrice cu gravimetrul static se execută pe cicluri de staţii gravimetrice. Acestea reprezintă grupuri de staţii măsurate independent, măsurătorile fiind efectuate în aceleaşi condiţii instrumentale şi operative. Deoarece valorile cîmpului gravităţii determinate cu gravimetrul static sînt relative, atît pentru a atinge o precizie cît mai mare la stabilirea diferenţelor de gravitate cît şi pentru a se putea elimina unele influenţe parazitare asupra cărora vom insista mai departe, fiecare staţie din cadrul unui ciclu trebuie măsurată cel puţin de două ori. După modul în care se face repetarea măsurătorilor în aceeaşi staţie a unui ciclu, acestea pot fi de mai multe feluri, şi anume: ciclu cu succesiune directă, ciclu cu succesiune inversă şi ciclu în pas de pelerin.

Driftul instrumental. Poartă numele de drift instrumental un fenomen complex, care caracterizează sistemele elastice fine, datorit variaţiei în timp a proprietăţilor elastice a pieselor componente şi care se manifestă la gravimetrele statice ca o variaţie continuă a valorii măsurate cu acest aparat în acelaşi punct, în funcţie de timp. În figura 57 este reprezentată principial o diagramă din care reiese modul în care manifestă acest fenomen la gravimetrele statice.

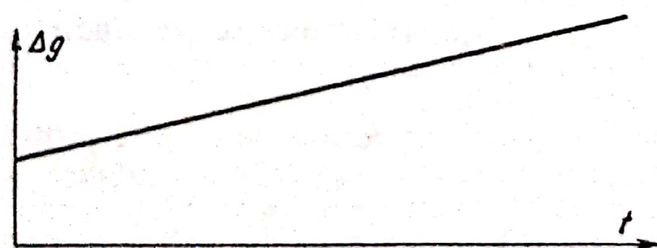


Fig. 57. Driftul instrumental.

Este de precizat că această variaţie de timp a valorilor măsurate a cîmpului gravităţii cu gravimetrul static nu reprezintă o variaţie reală în timp a cîmpului gravităţii, ci este numai o variaţie aparentă provenită din caracteristicile elastice ale pieselor

[1] Botezatu R., *Asupra calculului anomaliei gravităţii în reducerea Bouguer*, Metrologia aplicată, 8, 1957.

care compun sistemul elastic al aparatului. De exemplu, la gravimetrele statice de tip Nörgaard, driftul este *liniar, pozitiv şi de valoare mică*, manifestîndu-se ca o creştere uşoară şi continuă a valorilor măsurate în acelaşi punct, în funcţie de timp. Aceste caracteristici se menţin pe intervale de timp, care corespund timpului necesar efectuării unui ciclu (3—8 ore), însă variază uşor pe intervale de timp mai mari.

Existenţa fenomenului de drift la sistemele elastice ale gravimetrelor statice impune necesitatea repetării tuturor staţiilor gravimetrice din cadrul unui ciclu, deoarece, aşa cum s-a arătat mai sus, valorile determinate în fiecare staţie sînt funcţie şi de ora la care au fost măsurate. Pentru eliminarea influenţei acestui fenomen se foloseşte în general calea grafică, prin aşa-numitele „diagrame de drift".

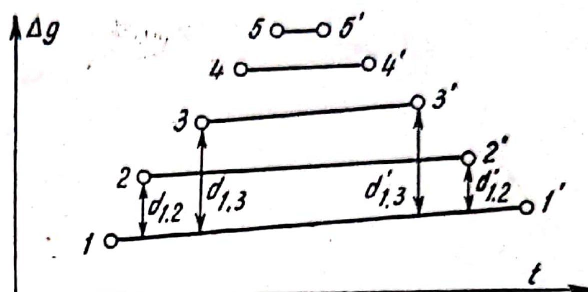


Fig. 58. Exemplu de diafragmă de drift.

În figura 58 este reprezentată o diagramă de drift pentru un ciclu cu succesiune inversă, compus din 5 staţii. După cum se poate remarca, pe o astfel de diagramă sînt proiectate în funcţie de valoarea măsurată Δg şi de ora exactă la care s-a făcut măsurătoarea, toate măsurătorile din staţiile ciclului. Prin eliminarea driftului instrumental dintr-o astfel de diagramă se urmăreşte stabilirea diferenţelor de gravitate Δg între toate staţiile ciclului şi staţia de bază a lui, care ar fi fost determinate direct dacă toate măsurătorile ar fi fost executate simultan. Pentru aceasta se determină diferenţa de gravitate pe diagrama de drift între valoarea măsurată în fiecare staţie şi valoarea din staţia de bază a ciclului la aceeaşi oră. În baza principiului de mai sus şi a diagramei de drift din figura 58, diferenţele de gravitate între staţiile *2*, *3*,......etc. şi staţia de bază *1* se pot scrie

$$\Delta g_{1,2} = \frac{d_{1,2} + d'_{1,2}}{2} \qquad \Delta g_{1,3} = \frac{d_{1,3} + d'_{1,3}}{2} \text{ etc.} \qquad (189)$$

În general, driftul instrumental trebuie să aibă în mod practic aceeaşi valoare în fiecare staţie, ceea ce înseamnă că segmentele *1—1'*, *2—2'* etc. trebuie să fie aproape paralele. Din acest punct de vedere, diagrama de drift reprezintă totodată un control al mersului aparatului în cadrul măsurării unui ciclu, arătînd calitatea funcţionării lui, ceea ce este foarte important pentru prelucrarea ulterioară a valorilor măsurate.

2.3. **Calculul şi compensarea valorilor relative ale gravităţii măsurate.** Diferenţele de gravitate obţinute între capetele ciclurilor executate în cuprinsul unei lucrări de prospecţiune gravimetrică sînt puse cap la cap şi combinate

astfel încît să se obţină poligoane închise, transversale şi bucle exterioare, pentru ca să se poată controla calitatea valorilor măsurate.

Pentru a se exemplifica modul în care se procedează la calculul valorilor de gravitate măsurată, este reprodus în figura 59 cazul unui poligon închis compus din 5 cicluri. În primul rînd se face suma algebrică a diferenţelor de gravitate măsurată din toate ciclurile acestui poligon închis. De obicei, însumarea aceasta nu conduce la valoarea zero, ci la un rest care reprezintă valoarea de închidere a poligonului (în cazul nostru, eroarea de închidere este de + 0,12 mgal). Eroarea de închidere cu semn schimbat reprezintă corecţia de închidere, care trebuie repartizată într-o ipoteză oarecare la toate staţiile din cuprinsul poligonului. Este de precizat aici că această eroare de închidere trebuie să fie inferioară în valoare unor toleranţe admisibile, fixate după caracterul lucrării de prospecţiune gravimetrică şi obiectivul geologic urmărit, în caz contrar diferenţele de gravitate pe cicluri fiind afectate de greşeli care impun repetarea măsurătorilor pînă cînd eroarea de închidere satisface condiţiile impuse. Toleranţele admisibile impuse prospecţiunilor gravimetrice cu gravimetrul static sînt în general cuprinse între ± 0,10 mgal şi ± 0,30 mgal.

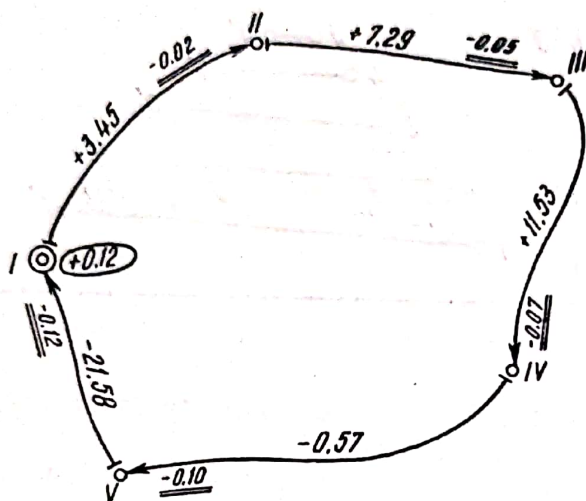


Fig. 59. Exemplu de calcul şi compensare a gravităţii măsurate la un circuit închis.

Presupunînd că eroarea de închidere satisface condiţiile impuse, adică este inferioară toleranţei lucrării, urmează ca aceasta să fie repartizată în toate staţiile din cuprinsul poligonului într-o ipoteză oarecare. Se poate considera, de exemplu, că eroarea de închidere a fost acumulată progresiv pe toate staţiile din cuprinsul poligonului. În acest caz vom folosi ipoteza unei repartiţii liniare a erorii de închidere.

În mod absolut identic se procedează pentru toate profilurile (transversale sau bucle exterioare) efectuate în cadrul prospecţiunii gravimetrice respective.

În felul acesta se constituie reţeaua de gravitate măsurată compensată, care conţine valorile relative ale cîmpului gravităţii pentru întrega reţea de staţii gravimetrice din cuprinsul regiunii de prospectat. Aceste valori relative constituie un sistem omogen, raportat la valoarea de gravitate a staţiei de bază a lucrării respective, care poate fi o staţie cu valoare absolută cunoscută, cu o valoare relativă cunoscută dintr-o lucrare anterioară sau cu o valoare arbitrar aleasă.

astfel încît să se obţină poligoane închise, transversale şi bucle exterioare, pentru ca să se poată controla calitatea valorilor măsurate.

Pentru a se exemplifica modul în care se procedează la calculul valorilor de gravitate măsurată, este reprodus în figura 59 cazul unui poligon închis compus din 5 cicluri. În primul rînd se face suma algebrică a diferenţelor de gravitate măsurată din toate ciclurile acestui poligon închis. De obicei, însumarea aceasta nu conduce la valoarea zero, ci la un rest care reprezintă valoarea de închidere a poligonului (în cazul nostru, eroarea de închidere este de + 0,12 mgal). Eroarea de închidere cu semn schimbat reprezintă corecţia de închidere, care trebuie repartizată într-o ipoteză oarecare la toate staţiile din cuprinsul poligonului. Este de precizat aici că această eroare de închidere trebuie să fie inferioară în valoare unor toleranţe admisibile, fixate după caracterul lucrării de prospecţiune gravimetrică şi obiectivul geologic urmărit, în caz contrar diferenţele de gravitate pe cicluri fiind afectate de greşeli care impun repetarea măsurătorilor pînă cînd eroarea de închidere satisface condiţiile impuse. Toleranţele admisibile impuse prospecţiunilor gravimetrice cu gravimetrul static sînt în general cuprinse între ± 0,10 mgal şi ± 0,30 mgal.

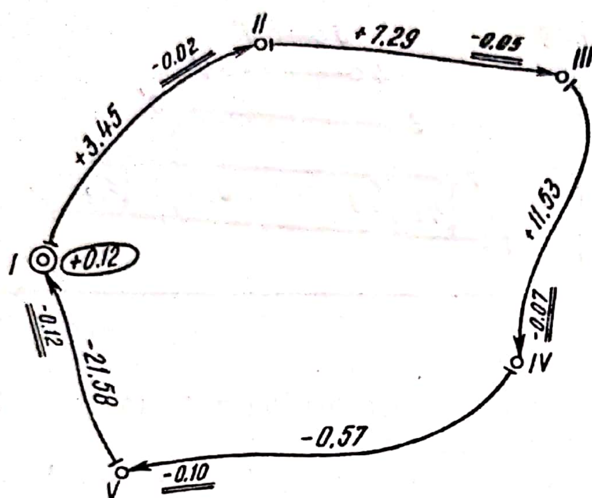


Fig. 59. Exemplu de calcul şi compensare a gravităţii măsurate la un circuit închis.

Presupunînd că eroarea de închidere satisface condiţiile impuse, adică este inferioară toleranţei lucrării, urmează ca aceasta să fie repartizată în toate staţiile din cuprinsul poligonului într-o ipoteză oarecare. Se poate considera, de exemplu, că eroarea de închidere a fost acumulată progresiv pe toate staţiile din cuprinsul poligonului. În acest caz vom folosi ipoteza unei repartiţii liniare a erorii de închidere.

În mod absolut identic se procedează pentru toate profilurile (transversale sau bucle exterioare) efectuate în cadrul prospecţiunii gravimetrice respective.

În felul acesta se constituie reţeaua de gravitate măsurată compensată, care conţine valorile relative ale cîmpului gravităţii pentru întrega reţea de staţii gravimetrice din cuprinsul regiunii de prospectat. Aceste valori relative constituie un sistem omogen, raportat la valoarea de gravitate a staţiei de bază a lucrării respective, care poate fi o staţie cu valoare absolută cunoscută, cu o valoare relativă cunoscută dintr-o lucrare anterioară sau cu o valoare arbitrar aleasă.

Au fost date mai multe detalii cu privire la metodica și tehnica prospecțiunilor gravimetrice, avînd în vedere că trăsăturile esențiale sînt valabile pentru orice gen de prospecțiuni geofizice, bazate pe măsurători relative și îndeosebi pentru cele magnetometrice.

CAPITOLUL XIV

DETERMINAREA ANOMALIILOR GRAVIMETRICE

Mărimile gravimetrice determinate cu diferitele aparate, așa cum s-a arătat în capitolul precedent, și cărora li s-au aplicat corecțiile instrumentale nu reflectă încă numai distribuția de masă din subsol — singura care prezintă interes din punct de vedere geologic — deoarece mai conțin și o serie de efecte datorită unor factori de suprafață, de ordin geomorfologic și geografic. Eliminarea acestor efecte se face prin aplicarea *reducerilor geofizice*, iar mărimile gravimetrice astfel reduse poartă numele de *anomalii gravimetrice*.

1. DETERMINAREA ANOMALIILOR GRADIENTULUI ORIZONTAL ȘI A CURBURII DIFERENȚIALE

1.1. **Reducerile geofizice aplicate valorilor brute ale gradientului orizontal total și ale curburii diferențiale.** Valorilor brute ale mărimilor determinate cu balanța de torsiune sau gradientometrul, respectiv W_{zx}, W_{zy}, W_{Δ} și 2 W_{xy}, li se aplică o sumă de reduceri geofizice.

În general, se înțelege prin reduceri geofizice, valorile inverse ale unor anumite efecte datorite factorilor de ordin geomorfologic sau geografic în fiecare punct de măsurare cu un aparat geofizic. Dintre acești factori, cei mai importanți sînt *elevația*, *relieful* terenului învecinat și *latitudinea geografică* pentru prospecțiunile gravimetrice, *latitudinea* și *longitudinea geomagnetică* pentru prospecțiunile magnetometrice, *elevația* și *relieful topografic* pentru prospecțiunile seismometrice, *elevația* și *latitudinea geomagnetică* pentru prospecțiunile radiometrice etc.

În cazul particular al măsurătorilor efectuate cu balanța de torsiune se aplică două reduceri geofizice, și anume:

a) *Reducerea de valoare normală*. Aceasta urmărește eliminarea influenței formei pămîntului, în ipoteza că acesta ar avea forma unui elipsoid de revoluție. Deoarece potențialul gravității într-un punct oarecare pe suprafața pămîntului, după cum se știe din relația (21), este funcție de coordonatele acestuia, atît potențialul cît și toate derivatele lui sînt variabile pe suprafața

pămîntului. Datorită acestui fapt, mărimile gravimetrice determinate cu balanţa de torsiune sau cu gradientometrul în diferitele staţii dintr-o zonă de lucru vor conţine în ele şi aceste variaţii, datorită poziţiei geografice diferite a acestor staţii.

Pentru a le elimina, s-a plecat de la ipoteza simplă că pămîntul ar avea forma unui elipsoid de revoluţie, pentru care s-au calculat expresiile matematice ale celor patru mărimi gravimetrice, în funcţie de coordonatele geografice ale unui punct curent pe acest elipsoid (elipsoidul fiind de revoluţie, este evident că intervine numai o singură coordonată geografică, şi anume latitudinea φ).

Dăm mai jos expresiile matematice pentru cele patru valori normale ale mărimilor gravimetrice, în care a fost introdusă şi corectarea valorilor normale, raportîndu-le la direcţia meridianului geomagnetic, deoarece orientarea acestor aparate se face în general cu busola (în relaţiile de mai jos D reprezintă declinaţia cîmpului geomagnetic):

$$\begin{aligned} W_{zx} &= -8{,}122 \cdot \sin 2\varphi \cdot \cos D \\ W_{zy} &= -8{,}122 \cdot \sin 2\varphi \cdot \sin D \\ W_{\Delta} &= 10{,}36 \cdot \cos^2\varphi \cdot \cos 2D \\ 2W_{xy} &= 10{,}36 \cdot \cos^2\varphi \cdot \sin 2D. \end{aligned} \tag{190}$$

b) *Reducerea de relief topografic.* În general este indicat ca măsurătorile cu aceste aparate să se execute în regiuni cît mai plane, fără relief accidentat. Orice neregularitate a terenului va produce atracţii, care se vor manifesta în componenta orizontală a cîmpului gravităţii (şi deci şi în derivatele acesteia după direcţii orizontale) cu atît mai mult, cu cît aceste neregularităţi sînt mai mari şi mai apropiate de punctul de măsurare. Porţiunile de relief situat deasupra sau dedesubtul planului orizontal care trece prin punctul de staţie creează excese sau deficite de masă, datorită volumelor umplute cu roci sau cu aer. Eliminarea efectului manifestat în diversele mărimi gravimetrice de aceste excese sau deficite de masă se face cu ajutorul reducerilor de relief.

Calculul acestor reduceri se efectuează prin împărţirea terenului în jurul punctului de staţie în sectoare de inel cilindric şi însumarea tuturor efectelor produse de fiecare sector în parte. Metoda este întru totul comparabilă cu aceea folosită la evaluarea reducerilor de relief pentru valorile cîmpului gravităţii şi va fi expusă mai detaliat mai departe. O precizare în plus trebuie făcută pentru cazul reducerilor de relief aplicate mărimilor gravimetrice, determinate cu ajutorul balanţei de torsiune sau gradientometre, şi anume: înălţimea medie pentru fiecare sector de inel cilindric, pe baza căreia se calculează efectul în mărimea gravimetrică, se determină întotdeauna în raport cu poziţia centrului de greutate al aparatului respectiv.

În mod practic, calculul reducerilor de relief se face în două etape, şi anume:

— *Reducerea topografică*, prin care se evaluează efectul reliefului din interiorul unui cerc cu rază de 100 m în jurul staţiei. Pentru aceasta, terenul este împărţit în sectoare de inel cilindric prin 4 sau 8 diametre (după natura reliefului) şi prin cercuri cu rază de 1,5 m; 3 m; 5 m; 10 m; 20 m; 30 m; 40 m; 50m; 70 m şi 100 m. Înălţimile medii ale sectoarelor se stabilesc prin nivelment trigonometric.

— *Reducerea cartografică*, prin care se evaluează efectul reliefului cuprins în interiorul inelului circular, cu rază interioară de 100 m și raza exterioară de 150 000 m. Pentru aceasta, terenul este împărțit în sectoare de inel cilindric prin 16 sau 32 diametre și prin cercuri cu raza de 100 m; 150 m; 225 m; 340 m; 500 m; 750 m; 1 150 m; 1 700 m; 2 500 m; 3 800 m; 5 800 m; 8 600 m; 13 000 m; 20 000 m; 30 000 m; 45 000 m; 67 000 m; 100 000 m; 150 000 m. Înălțimile medii ale sectoarelor se stabilesc pe baza hărților topografice, cu ajutorul unei abace de hîrtie transparentă construită la scara respectivă și pe care sînt trasate cercurile și diametrele specificate mai sus.

Calculul acestor reduceri este standardizat și se face cu ajutorul unor tabele, care dau valorile acestor reduceri pentru orice sector, în funcție de înălțimea medie a lui.

Valorile acestor reduceri se însumează algebric la valorile brute ale mărimilor respective, obținîndu-se anomaliile gradientului orizontal și ale curburii diferențiale.

1.2. **Reprezentarea cartografică a anomaliilor gradientului orizontal total și ale curburii diferențiale.** Valorile acestor 4 mărimi gravimetrice măsurate cu ajutorul balanței de torsiune sau al gradientometrului și la care au fost aplicate reducerile geofizice specificate anterior sînt combinate două cîte două și prezentate sub formă vectorială în proiecție pe hărți sau planuri de situație. Acest mod de reprezentare este foarte sugestiv și ușurează interpretarea geologică a acestor date.

a) *Gradientul orizontal total.* Această mărime gravimetrică se determină din cei doi gradienți orizontali măsurați, și anume W_{zx} și W_{zy}. Alegînd direcția O_x corespunzătoare direcției N—S și direcția O_y corespunzătoare direcției E—V, sensurile fiind cele specificate în figura 60, se proiectează în fiecare punct de stație la o scară potrivită cei doi gradienți orizontali W_{zx} și W_{zy} și se determină rezultanta vectorială a acestor două mărimi, care reprezintă gradientul orizontal total W_{zs}. După cum se poate stabili cu ușurință din figura 60, intensitatea gradientului orizontal total este

$$W_{zs} = \sqrt{W_{zx}^2 + W_{zy}^2}. \qquad (191)$$

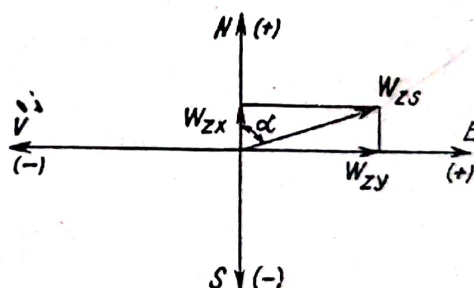


Fig. 60. Gradientul orizontal total.

b) *Curbura diferențială* sau *tendința directrice orizontală*. Această mărime gravimetrică are un sens fizic ceva mai greu de intuit, din care cauză considerăm necesar să insistăm mai mult asupra ei.

Să considerăm suprafața echipotențială W = const. care trece prin punctul de măsurare P și din care o porțiune în jurul acestui punct este reprezentată în figura 61. Dacă prin același punct considerăm un plan vertical, atunci intersecția acestuia cu suprafața echipotențială va fi o curbă oarecare și care evident va trece prin punctul P. În jurul punctului P, pe o porțiune infinit mică, arcul de curbă poate fi confundat cu un arc de cerc. Raza acestui cerc echivalent curbei în jurul punctului P poartă numele de *raza de curbură* a curbei în punctul respectiv, iar inversul acestei raze de curbură poartă

numele de *curbura curbei* respective în punctul P. Dacă planul vertical considerat este rotit în jurul unei drepte verticale care să conţină punctul P, astfel încît să fie descrisă o rotaţie completă, atunci raza de curbură a curbei atinge o valoare maximă ρ_1 şi apoi o valoare minimă ρ_2. Aceste două raze de curbură de valoare extremă se găsesc într-o situaţie particulară, şi anume cînd cele două plane verticale fac între ele un unghi de 90°.

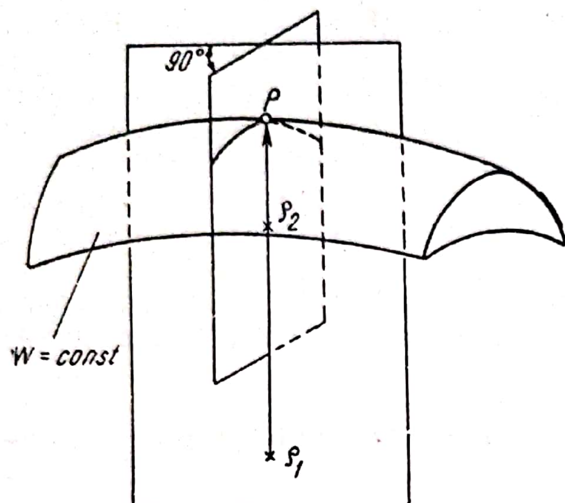


Fig. 61. Suprafaţa echipotenţială într-un punct oarecare P şi razele de curbură minimă şi maximă.

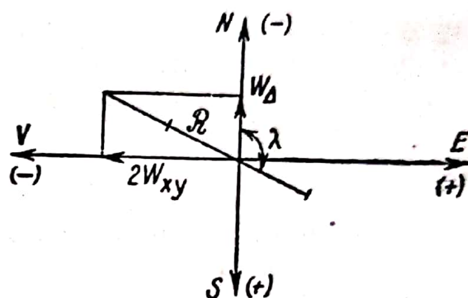


Fig. 62. Curbura diferenţială.

Din cele de mai sus apare clar că în orice punct al unei suprafeţe echipotenţiale vom avea două mărimi caracteristice, şi anume: o curbură maximă $1/\rho_2$ şi o curbură minimă $1/\rho_1$. Aceste două valori ale curburii suprafeţei echipotenţiale într-un punct poartă numele de *curburi principale*.

Se demonstrează că cele două mărimi de curbură W_Δ şi $2W_{xy}$, măsurate sînt legate de curburile principale ale suprafeţei echipotenţiale care trece prin punctul de măsurare. Legătura între ele este făcută tocmai prin curbura diferenţială, care se notează cu R şi a cărei expresie analitică este

$$R = g_p \cdot \left(\frac{1}{\rho_2} - \frac{1}{\rho_1}\right) = \sqrt{W_\Delta^2 + 4W_{xy}^2}\ , \tag{192}$$

în care g_p reprezintă valoarea cîmpului gravităţii în punctul P.

Reprezentarea grafică a acestei mărimi gravimetrice este redată în figura 62. Cele două mărimi W_Δ şi $2W_{xy}$ sînt proiectate la o scară potrivită în fiecare punct de staţie pe un sistem de axe de coordonate, cu originea în punctul respectiv şi respectînd sensurile indicate în figura 62. Rezultantei vectoriale a acestor mărimi i se aplică o mişcare de translaţie pe direcţia proprie cu o jumătate din lungimea ei, astfel încît final este reprezentată ca un segment de dreaptă cu mijlocul în punctul de măsurare.

Unghiul pe care îl face acest vector cu direcţia N se poate uşor stabili în figura 62 şi este dat de relaţia:

$$\operatorname{tg} 2\lambda = \frac{2W_{xy}}{-W_\Delta}. \tag{193}$$

Fiecare stație măsurată în teren cu balanța de torsiune va fi reprezentată pe hărți prin aceste două mărimi vectoriale W_{z}; și R. Intensitatea, direcția și sensul acestor vectori în diferite puncte ne dau informații asupra distribuției de masă din subsolul regiunii prospectate gravimetric.

Trebuie recunoscut că gradientul orizontal total are o putere de sugestie pentru stabilirea distribuției de masă din subsol cu mult mai mare decît curbura diferențială. Din acest motiv, în prospecțiunea gravimetrică acesta este folosit pe scară mult mai mare la interpretări și adeseori, deși apar automat din determinări, mărimile de curbură pe baza cărora se determină curbura diferențială, nici nu mai sînt calculate, realizînd prin aceasta o economie destul de mare în costul lucrărilor.

Așa cum s-a spus mai sus, gradientul orizontal total are o mare putere de sugestie pentru interpretarea geologică a subsolului, deoarece vectorul care îl reprezintă este întotdeauna îndreptat către zonele cu mase mai dense. Astfel, în cazul în care în subsol există structuri constituite din roci mai dense, cum este cazul în general al cutelor anticlinale care aduc spre suprafață roci din adîncime mai vechi ca vîrstă și deci mai compacte, avînd o densitate mai mare, gradienții orizontali totali vor fi îndreptați către axul acestei cute, asigurînd localizarea ei pe suprafața solului cu o suficientă precizie. În cazul prezenței în subsol a unor masive de sare, care în general are o densitate mai mică decît rocile înconjurătoare, gradienții orizontali totali vor fi divergenți față de proiecția în suprafață a masivului de sare, fiind îndreptați permanent către rocile mai dense care o înconjură.

c) *Integrarea gradienților orizontali totali.* Printr-o operație simplă de calcul, este posibilă determinarea variațiilor cîmpului gravității pe baza gradienților orizontali totali determinați într-o regiune oarecare. Deoarece anomaliile cîmpului gravității sînt mai intuitive și deci mai puțin complicate de interpretat geologic, această operație este făcută în general la toate hărțile de gradienți orizontali. Fiind vorba de determinarea cîmpului gravității din gradienții săi orizontali, operația este evident o integrare.

Principiul acestei integrări este simplu și se bazează pe însăși definiția gradientului orizontal după o direcție oarecare s în planul orizontal:

$$W_{zs} = \frac{\partial^2 W}{\partial z \cdot \partial s} \cong \frac{\partial g}{\partial s}. \tag{194}$$

Dacă ținem cont de definiția matematică a derivatei și exprimăm relația (194) în diferențe finite, se poate scrie

$$W_{zs} \cong \lim_{\Delta s \to 0} \frac{\Delta g}{\Delta s} \cong \lim_{s_2 - s_1 \to 0} \frac{g_2 - g_1}{s_2 - s_1}. \tag{195}$$

Gradientul orizontal apare deci ca raportul dintre diferența de cîmp a gravității dintre două puncte infinit vecine pe suprafața solului și dintre distanța între ele. Dacă vom considera că valoarea cîmpului gravității variază liniar între două puncte de măsurare situate la o distanță relativ mică (100—200 m, cum în mod obișnuit se execută măsurătorile în teren), atunci este valabilă relația

$$g_2 - g_1 = W_{zs\,(med)} \cdot (s_2 - s_1), \tag{196}$$

obţinută din relaţia (195). După cum se poate remarca, formula (196) este o formulă aproximativă; în cadrul condiţiilor specificate mai sus, aceasta este însă cu totul satisfăcătoare.

Modul practic de calcul apare din figura 63. Între punctele *1* şi *2* este calculată valoarea gradientului mediu din proiecţiile $G_{1,2}$ şi $G_{2,1}$ ale acestuia

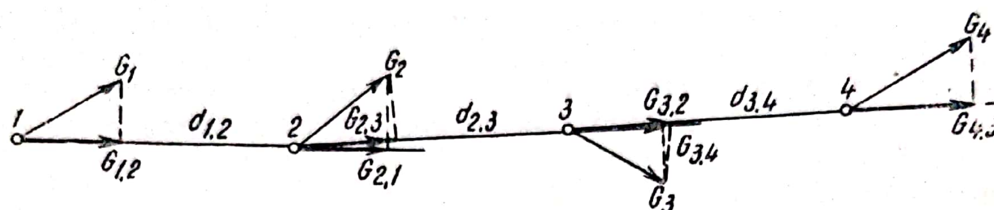


Fig. 63. Integrarea gradienţilor orizontali.

pe direcţia *1*, *2* care înmulţită cu distanţa $d_{1,2}$ dă tocmai valoarea variaţiei cîmpului gravităţii $\Delta g_{1,2}$. În continuare este calculată valoarea medie a gradientului orizontal din proiecţiile $G_{2,3}$ şi $G_{3,2}$ ale acestuia pe direcţia *2,3*, şi care înmulţită cu distanţa $d_{2.3}$ dă valorea variaţiei cîmpului gravităţii $\Delta g_{2,3}$ etc.

În modul acesta se obţin variaţiile cîmpului gravităţii între cele două puncte apropiate, în care este cunoscut gradientul orizontal total, aplicînd relaţii de forma

$$\Delta g_{1,2} = g_2 - g_1 = \frac{G_{1,2} + G_{2,1}}{2} \cdot d_{1,2} \qquad (197)$$

$$\Delta g_{2,3} = g_3 - g_2 = \frac{G_{2,3} + G_{3,2}}{2} d_{2,3} \text{ etc.} \qquad (197,\ a)$$

Aceste variaţii sînt însumate continuu din staţie în staţie şi astfel se determină anomalia cîmpului gravităţii în regiunea respectivă, care poate fi reprezentată prin curbe de egală valoare.

Aplicarea acestor relaţii se face însă cu o condiţie limitativă care trebuie precizată. Direcţiile după care se calculează variaţiile cîmpului gravităţii trebuie să fie cît mai apropiate de cele ale gradienţilor orizontali, pentru ca proiecţiile acestora pe direcţiile respective să nu fie mult diferite în mărime faţă de gradienţii însăşi. În caz contrar, variaţiile cîmpului gravităţii determinate prin acest procedeu pot conţine erori mari.

2. DETERMINAREA ANOMALIILOR CÎMPULUI GRAVITĂŢII

2.1. **Reducerile geofizice aplicate valorilor brute ale cîmpului gravităţii.** Valorilor brute ale cîmpului gravităţii determinate cu aparate pendulare sau gravimetre statice, respectiv valorile relative *g* corectate şi compensate, li se aplică următoarele reduceri geofizice:

2.1.1. Reducerea de elevaţie (R_e). Punctele de măsurare, sau staţiile gravimetrice în care sînt determinate valorile cîmpului

gravităţii sînt situate pe un relief topografic (suprafaţa topografică a pămîntului), la diferite distanţe de distribuţia de masă din subsol. Pentru ca valorile cîmpului gravităţii măsurate în aceste staţii să fie comparabile între ele, sînt raportate la o suprafaţă de referinţă unică, numită suprafaţa B O U G U E R. Suprafaţa de referinţă este în general o porţiune din elipsoidul geodezic de referinţă sau o suprafaţă paralelă cu a acestuia şi situată la o anumită distanţă.

Aceasta se realizează prin aplicarea reducerii de elevaţie, datorită căreia valorile măsurate ale cîmpului gravităţii în staţii situate pe suprafaţa topografică reală devin ca şi cum ar fi fost măsurate în puncte situate pe suprafaţa de referinţă (în proiecţia punctelor de pe suprafaţa topografică reală pe suprafaţa de referinţă), între care nu există nici o diferenţă de nivel.

Reducerea de elevaţie conţine 2 termeni, cu ajutorul cărora se elimină două efecte diferite, şi anume:

a) *Termenul de aer liber* (F a y e sau Y o u n g), care urmăreşte eliminarea efectului introdus numai prin diferenţă de elevaţie (cotă topografică), care există între staţiile situate pe suprafaţa topografică reală şi proiecţiile acestora de pe suprafaţa de referinţă. Expresia analitică a acestui termen de reducere se poate stabili prin raţionamentul de mai jos. Dacă neglijăm cîmpul de rotaţie, a cărui valoare atinge abia 1/300 din valoarea cîmpului gravitaţional, se poate scrie valoarea cîmpului gravităţii în punctul P, situat pe suprafaţa topografică reală şi în punctul P_0, care reprezintă proiecţia acestuia pe suprafaţa de referinţă (v. fig. 64).

$$g = G \cdot \frac{M}{(R+h)^2} \qquad (198)$$

respectiv:

$$g_0 = G \cdot \frac{M}{R^2}, \qquad (199)$$

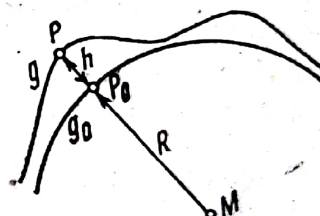


Fig. 64. Suprafaţa topografică şi suprafaţa de referinţă.

în cea mai simplă ipoteză a formei pămîntului, considerîndu-l ca o sferă de rază R, cu masa M concentrată în centrul ei. Împărţind relaţia (199) prin (198) şi dezvoltînd, se obţine

$$\frac{g_0}{g} = \frac{(R+h)^2}{R^2} = 1 + \frac{2h}{R} + \frac{h^2}{R^2}. \qquad (200)$$

Ţinînd cont de valoarea mică a raportului h/R, se poate neglija puterea a doua a acestuia, obţinînd final

$$g_0 = g + 2 \cdot \frac{g}{R} \cdot h. \qquad (201)$$

Relaţia (201) ne arată că valoarea g_0 a cîmpului gravităţii pe suprafaţa de referinţă este egală cu g, valoarea cîmpului gravităţii în punctul corespunzător situat pe suprafaţa topografică reală, la care se adaugă termenul $2 \cdot \frac{g}{R} \cdot h$, care reprezintă tocmai termenul de aer liber. Dacă înlocuim în expresia acestuia pe g prin valoarea medie a cîmpului gravităţii pe suprafaţa pămîntului şi pe R prin valoarea razei pămîntului, se obţine formula care ne dă valoarea reducerii în

aer liber, în funcţie de elevaţia h a punctului de pe suprafaţa reală în raport cu suprafaţa de referinţă şi care este

$$R_F = 0{,}3086 \cdot h. \tag{202}$$

În relaţia (202), R_F se obţine, în mgal, dacă se înlocuieşte h în m, coeficientul 0,3086 reprezentînd tocmai valoarea medie a gradientului vertical al cîmpului gravităţii la suprafaţa pămîntului, exprimată în mgal/m.

În sistemul de notaţii folosit, valoarea redusă a cîmpului gravităţii pe suprafaţa de referinţă va fi:

$$g_0 = g + R_F. \tag{203}$$

b) *Termenul Bouguer*, care urmăreşte eliminarea efectului de atracţie pe care îl exercită masa pachetului de material, care se găseşte între suprafaţa de referinţă şi suprafaţa topografică. Pachetul de material, care poartă numele de *placă* sau *strat intermediar* este considerat mărginit de două suprafeţe plane, paralele între ele şi infinit extinse în toate direcţiile orizontale, care se găsesc la distanţa h egală cu elevaţia staţiei respective.

Pentru un astfel de strat de grosime constantă, cîmpul gravitaţional se obţine în mod simplu.

Reducerea Bouguer va avea astfel expresia:

$$R_B = -0{,}0419 \cdot \delta \cdot h, \tag{204}$$

în care δ (densitatea medie a stratului intermediar) se exprimă în g/cm³ şi h în metri, pentru a obţine reducerea în mgal. Semnul negativ al acestei reduceri provine din faptul că efectul stratului intermediar se manifestă de jos în sus către punctul de măsurare, adăugîndu-se la cîmpul gravitaţional al maselor din subsol.

Reducerea de elevaţie va fi reprezentată din suma algebrică a acestor doi termeni

$$R_e = R_F + R_B = (0{,}3086 - 0{,}0419 \cdot \delta) \cdot h, \tag{205}$$

iar valoarea redusă a cîmpului gravităţii pe suprafaţa de referinţă, ţinînd cont de ambele efecte de mai sus, va fi:

$$g' = g + R_F + R_B. \tag{206}$$

După cum se poate remarca, reducerea de elevaţie este determinată pentru fiecare staţie gravimetrică, dacă se cunoaşte h şi δ. Elevaţia h este stabilită prin măsurători de nivelment geometric, eventual trigonometric sau barometric. Densitatea medie a stratului intermediar δ se stabileşte prin metode directe sau indirecte de determinare sau se alege pe baza datelor geologice generale din regiune.

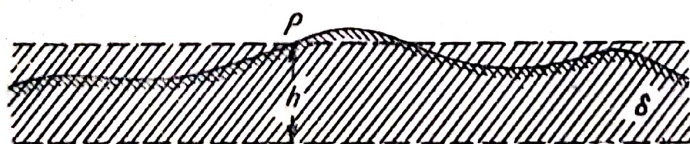


Fig. 65. Reducerea Bouguer.

La baza stabilirii expresiei analitice a reducerii de elevaţie stau unele aproximaţii care par la prima vedere destul de grosolane (neglijarea cîmpului de rotaţie, strat intermediar infinit extins etc.); aplicarea lor însă a dovedit

că aceste aproximații nu întrec ordinul de mărime al erorilor operative la aparatura actuală, rezultatele din punct de vedere geologic fiind cu totul satisfăcătoare.

2.1.2. Reducerea de relief (R_r). Reducerea de relief urmărește eliminarea efectului de atracție al maselor de suprafață (create de volumele



Fig. 66. Masele de suprafață al căror efect este evaluat prin reducerea de relief.

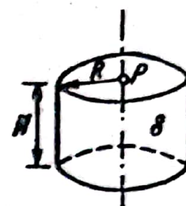


Fig. 67. Cilindru vertical.

cuprinse între suprafața topografică reală și suprafața superioară a stratului intermediar) (v. fig. 66), care este cuprins în valorile măsurate ale cîmpului gravității în stația respectivă. După cum se vede, reducerea de relief corectează aproximația făcută în evaluarea termenului Bouguer, la care s-a considerat suprafața superioară a stratului intermediar ca fiind plană. Evaluarea reducerii de relief se bazează pe geometrizarea acestor mase de suprafață, pentru mase de formă geometrică regulată efectul de atracție putîndu-se calcula relativ ușor.

Forma geometrică cea mai convenabilă pentru geometrizarea maselor de suprafață este sectorul de inel cilindric.

Pentru un cilindru vertical (fig. 67), cîmpul gravitațional într-un punct P situat pe axa lui de simetrie și pe una din fețe are forma dată de relația:

$$g = 2\pi \cdot G \cdot \delta \cdot (R - \sqrt{R^2 + H^2} + H) . \tag{207}$$

Cunoscînd efectul produs de un cilindru, se poate determina ușor efectul produs de un inel cilindric (fig. 68, a), prin scăderea efectelor a 2 cilindri coaxiali

$$\Delta g = 2\pi \cdot G \cdot \delta \cdot (R - r + \sqrt{r^2 + H^2} - \sqrt{R^2 + H^2}). \tag{208}$$

De asemenea se poate calcula efectul unui sector de inel cilindric, dacă n este numărul sectoarelor (fig. 68, b)

$$\Delta g_i = \frac{1}{n} \cdot 2\pi \cdot G \cdot \delta \cdot (R_i - r_i + \sqrt{r_i^2 + H_j^2} - \sqrt{R_i^2 + H_j^2}), \tag{209}$$

cu remarca următoare că H_i reprezintă înălțimea medie a sectorului respectiv în raport cu stația gravimetrică.

Pentru evaluarea efectului gravitațional al reliefului de suprafață, terenul în jurul stației este împărțit prin cercuri concentrice și diametre într-o sumă de sectoare convenabile (fig. 68, c). La fiecare din sectoare trebuie eva-

luată înălțimea medie a sectorului în raport cu punctul de stație (fig. 68, *d*), și care reprezintă înălțimea pe care ar avea-o sectorul dacă partea lui superioară ar fi nivelată. O dată cunoscută înălțimea medie, raza exterioară și interioară

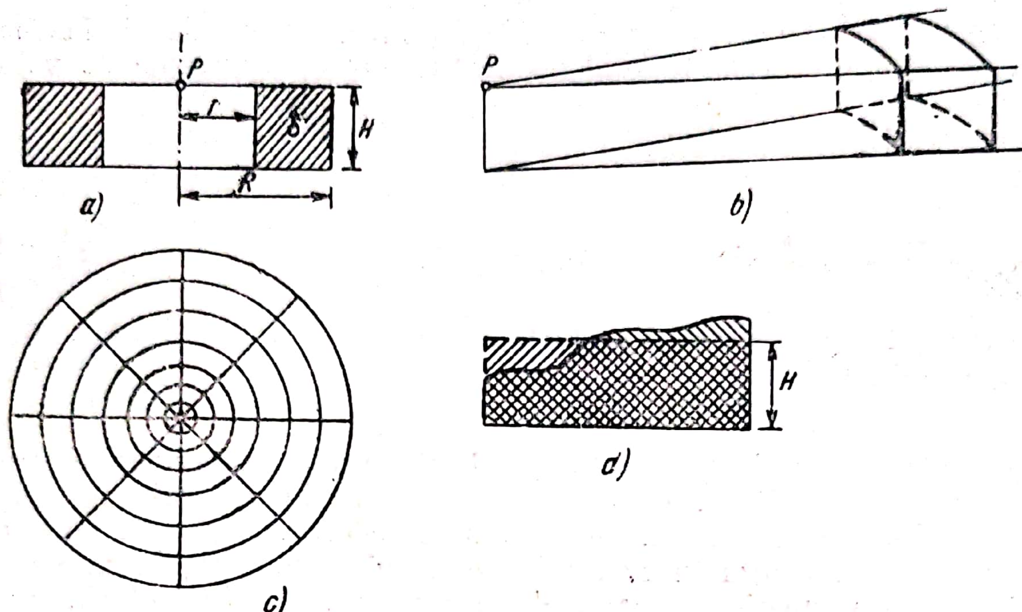


Fig. 68. Evaluarea efectului maselor de suprafață prin geometrizare în sectoare de inel cilindric.

a sectorului și densitatea materialului care constituie terenul de suprafață, efectul gravitațional al sectorului respectiv poate fi calculat prin aplicarea relației (209).

În mod practic, reducerea de relief se face în două etape, și anume:

a) *Reducerea topografică*. Prin aceasta se evaluează efectul gravitațional al porțiunii de teren din imediata vecinătate a stației, cuprinsă în interiorul unui cerc cu centrul în stația respectivă și cu raza de 100 m. Pentru evaluare se folosesc un număr de 64 de sectoare, determinate prin 4 diametre simetrice și prin 8 raze, și anume: 3 m; 5 m; 10 m; 20 m; 30 m; 50 m; 70 m și 100 m. În fiecare sector, înălțimea medie este determinată în teren prin nivelment trigonometric.

b) *Reducerea cartografică*. Prin aceasta se evaluează efectul gravitațional al porțiunii de teren din jurul stației, cuprinsă între cercul de rază cu 100 m și cercul cu rază de 20 km. Pentru aceasta se folosesc tot un număr de 64 de sectoare, determinate prin 4 diametre simetrice și prin 8 raze, și anume: 0,2 km; 0,5 km; 1 km; 2 km; 3 km; 5 km; 10 km și 20 km. În fiecare sector, înălțimea medie se determină după curbele de nivel a hărții topografice, folosind o abacă de hîrtie transparentă cu cercurile și diametrele trasate pe ea.

Reducerea de relief reprezintă suma efectelor gravitaționale pentru toate cele 128 de sectoare, adică

$$R_r = \sum_{1}^{128} \frac{1}{8} \cdot 2\pi \cdot G \cdot \delta \cdot \left(R_i - r_i + \sqrt{r_i^2 + H_j^2} - \sqrt{R_i^2 + H_j^2}\right) \cdot \qquad (210)$$

Pentru calculul efectului fiecărui sector în parte nu se folosește în practică direct relația (209), ci tabele de valori calculate pe diversele inele, în funcție de valorile lui H_i probabile care se pot întîlni în natură.

Aplicarea reducerii de relief conduce la valoarea cîmpului gravității pe suprafața de reducere, eliberată de influența reliefului din jurul punctului de măsurare, care poate fi scrisă

$$g_0'' = g + R_F + R_B + R_r. \tag{211}$$

Semnul reducerii de relief este întotdeauna pozitiv pentru excesele sau deficitele de masă create de formele de relief apropiate. Acest lucru apare clar

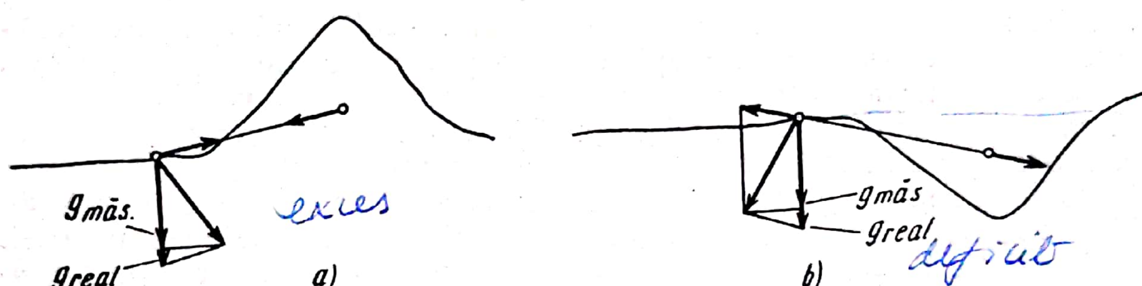


Fig. 69. Semnul reducerii de relief pentru excese și deficite de masă create de formele de relief.

din imaginea vectorială reprezentată în figura 69, din care reiese că prezența unui exces de masă (fig. 69, *a*) sau a unui deficit de masă (fig. 69, *b*), în vecinătatea punctului de măsurare, micșorează valoarea măsurată a cîmpului gravității față de cea reală, care ar fi fost măsurată în acel punct, dacă terenul ar fi fost plan.

Semnul reducerii de relief devine negativ numai în cazul formelor de relief, care creează excese de masă (munți), situate la distanță mare și sub planul orizontal care trece prin punctul de măsurare.

2.1.3. Reducerea de cîmp normal ($-\gamma_0$). Cîmpul gravității variază pe suprafața pămîntului în diferite puncte și datorită formei acestuia. Această variație provine din două cauze, și anume:

a) diferența de rază vector la diferite puncte datorită formei pămîntului, care modifică valoarea cîmpului gravitațional în funcție de coordonatele geografice ale punctului respectiv;

b) diferența de rază de rotație la diferite puncte datorită distanței variabile a acestora la axa de rotație, care modifică valoarea cîmpului de rotație de asemenea în funcție de coordonatele geografice ale punctului respectiv.

Aceste două efecte se combină și se manifestă ca o variație a cîmpului gravității pe suprafața pămîntului. Pentru a face comparabile între ele valorile cîmpului gravității măsurate în diferite puncte, va trebui să eliminăm efectul variației introduse pe această cale, operație care se face prin aplicarea reducerii de cîmp normal.

Legea de variaţie a cîmpului gravităţii pe suprafaţa pămîntului, în ipoteza simplă că aceasta are forma unui elipsoid, este dată de teorema lui C L A I-R A U T, care în forma cea mai simplă poate fi scrisă ca mai jos:

$$\frac{r_e - r_p}{r_e} + \frac{g_p - g_e}{g_e} = \frac{5}{2} \cdot \frac{\omega^2 . r_e}{g_e}, \qquad (212)$$

în care r_e şi r_p sînt razele la ecuator, respectiv la pol, primul termen din membrul I avînd semnificaţia de *turtire geometrică* a pămîntului cu valoare medie 1/297; g_p şi g_e sînt valorile cîmpului gravităţii la pol, respectiv la ecuator, al doilea termen din membrul I prin asimilare cu primul, avînd semnificaţia de *expansiune gravimetrică* a pămîntului. Ţinînd cont de precizările de mai sus, teorema lui C l a i r a u t poate fi formulată astfel: „suma dintre turtirea geometrică şi expansiunea gravimetrică a pămîntului este egală cu 5/2 ori raportul dintre forţa centrifugă la ecuator şi gravitatea la ecuator".

Această teoremă are o importanţă foarte mare, deoarece relaţia analitică pe care o exprimă relaţia (212) conţine numai cantităţi de suprafaţă, ceea ce arată că figura sau adevărata formă a pămîntului poate fi determinată din astfel de cantităţi, fapt care stă la baza aplicaţiilor geodezice ale gravimetriei.

Din relaţia (212), prin transformări convenabile se deduce relaţia fundamentală care exprimă valoarea cîmpului gravităţii pe suprafaţa pămîntului, considerat ca avînd forma unui elipsoid care este

$$g = g_e \cdot [1 + \beta \cdot \sin^2 \varphi - \beta_1 \cdot \sin^2 2\varphi + \beta_2 \cos^2 \varphi \cdot \cos 2 (\lambda - \lambda_0)], \qquad (213)$$

şi în care λ şi φ sînt coordonatele geografice ale unui punct curent pe elipsoid, g_e şi λ_0 sînt cîmpul gravităţii şi longitudinea geografică la un punct pe ecuator, iar β, β_1 şi β_2 coeficienţi constanţi.

Pe baza relaţiei (213) au fost stabilite mai multe formule practice de lucru pentru calculul cîmpului normal al gravităţii pe suprafaţa pămîntului, folosind diferite ipoteze pentru determinarea coeficienţilor. Dintre acestea, cea mai importantă este formula internaţională propusă de C A S S I N I S şi adoptată de Congresul Asociaţiei Internaţionale de Geodezie de la Stockolm (1930), bazată pe ipoteza că pămîntul are forma unui elipsoid de revoluţie cu turtirea 1/297 (coincizînd cu elipsoidul geodezic de referinţă):

$$\gamma_0 = 978{,}049 \cdot (1 + 0{,}0052884 \cdot \sin^2 \varphi - 0{,}0000059 \cdot \sin^2 2\varphi). \qquad (214)$$

Folosind această formulă, au fost calculate tabele de valori ale cîmpului normal al gravităţii pe elipsoidul geodezic de referinţă, la diferite intervale de latitudine.

Pe teritoriul ţării noastre, variaţia cîmpului normal de-a lungul meridianului geografic are valoarea medie de 1 mgal/1 250 m, respectiv 4 mgal/5 km.

Calculul reducerilor de cîmp normal se face pe baza staţiilor gravimetrice amplasate pe hărţi topografice, prin operaţii prealabile de ridicare topografică şi pe baza formulei (214). Reducerile pot fi determinate fie în valoare absolută, folosind tabelele de valori pe baza latitudinii geografice a fiecărui punct de măsurare, fie în valoare relativă, folosind un sistem de linii de egală valoare a reducerii trasate la o echidistanţă convenabilă (1 mgal sau 0,5 mgal) pe hăr-

ţile topografice, a căror direcţie este paralelă cu direcţia paralelei geografice şi în raport cu care se determină această reducere pentru fiecare staţie în parte.

Aplicarea reducerii de cîmp normal ne conduce la valoarea *anomaliei cîmpului gravităţii în reducerea Bouguer*, care se notează ca mai jos

$$\Delta g_0'' = g + R_F + R_B + R_\tau - \gamma_0. \qquad (215)$$

După cum se poate deduce din relaţia (215), anomalia cîmpului gravităţii în reducerea B o u g u e r reprezintă abaterea faţă de valoarea normală a cîmpului gravităţii redusă pe suprafaţa elipsoidului geodezic de referinţă şi degajată de influenţa maselor create de relieful de suprafaţă. Din cauza aceasta, valorile acestei anomalii exprimă numai influenţa distribuţiei de masă creată de elementele geologice din subsol, adică numai a acelor elemente care prezintă interes din punct de vedere geologic şi care prezintă obiectivul şi justificarea cercetărilor prin prospecţiunea gravimetrică.

2.2. **Reprezentarea cartografică a anomaliei cîmpului gravităţii în reducerea Bouguer.** După cum s-a văzut, produsul final al unei prospecţiuni gravimetrice pe baza cîmpului gravităţii îl reprezintă valorile anomaliei în reducerea B o u g u e r pentru un sistem de puncte de măsurare în suprafaţa de prospectat. Pentru o exploatare cît mai eficientă a acestor date în vederea interpretării geologice este necesar ca ele să fie reprezentate într-un mod corect şi sugestiv.

Reprezentarea cartografică a anomaliei cîmpului gravităţii în reducerea B o u g u e r se poate face în două moduri, după datele pe care le avem la dispoziţie, care însă nu se exclud reciproc, pentru aceeaşi regiune prospectată gravimetric, putînd face reprezentarea în ambele moduri.

Fig. 70. Profil de variaţie a anomaliei gravităţii în reducerea B o u g u e r.

Fig. 71. Hartă cu curbe de egală valoare a anomaliei gravităţii în reducerea B o u g u e r.

2.2.1. R e p r e z e n t a r e a p r i n p r o f i l u r i d e v a r i a ţ i e. Acest mod de reprezentare se foloseşte atunci cînd prospecţiunea gravimetrică este efectuată pe profilurile rare sau pentru punerea mai sugestiv în evidenţă a anomaliilor atunci cînd prospecţiunea este efectuată pe profiluri dese sau reţele geometrice de staţii.

Valorile anomaliei gravităţii sînt raportate la scară în dreptul punctelor de măsurare

şi unite printr-o linie continuă care dă aspectul variaţiei acestei mărimi pe direcţia profilului. Astfel de profile sînt foarte sugestive pentru interpretarea distribuţiei de masă din subsol şi pe baza lor se pot face diverse ipoteze asupra structurii geologice care ar fi provocat variaţia respectivă.

2.2.2. Reprezentarea prin hărţi cu curbe de egală valoare a anomaliei. În cazul în care repartiţia punctelor de măsurare pe suprafaţa prospectată este suficientă şi relativ uniformă, se construiesc hărţi cu curbe de egală valoare a anomaliei cîmpului gravităţii în reducerea Bouguer. Valorile anomaliei sînt înscrise pe un plan de situaţie în dreptul punctelor de măsurare, după care se procedează la interpolarea curbelor de egală valoare a acestei mărimi.

Acest mod de reprezentare ne dă indicaţii asupra întinderii şi dezvoltării laterale a zonelor de minim sau de maxim gravimetric, pe baza cărora se poate face o mai bună interpretare geologică a exceselor sau deficitelor de masă care le-au provocat.

CAPITOLUL XV

PRELUCRAREA ANOMALIILOR GRAVIMETRICE

Prelucrarea anomaliilor gravimetrice este operaţia care precede şi pregăteşte interpretarea geologică a acestora. Ea urmăreşte separarea anomaliilor gravimetrice în anomalii produse de surse anomale individuale şi conturarea acestor surse, în expresia unor corpi geometrici de o formă comparabilă cu aceea a obiectelor geologice producătoare de anomalii gravimetrice.

1. SEPARAREA ANOMALIILOR GRAVIMETRICE

Problema aceasta o vom privi în cadrul acestui curs numai prin prisma anomaliilor cîmpului gravităţii. Acest lucru este justificat, pe de o parte, de cadrul restrîns al acestui curs, care se adresează unor viitori ingineri geologi şi, pe de altă parte, de faptul că prospecţiunea gravimetrică cu gravimetrul static ocupă în momentul de faţă locul cel mai important în cadrul prospecţiunii gravimetrice; în plus, chiar dacă această prospecţiune este efectuată cu balanţe de torsiune sau gradientometre, există, după cum se ştie, posibilitatea ca prin integrarea gradienţilor orizontali să se determine indirect anomaliile cîmpului gravităţii.

şi unite printr-o linie continuă care dă aspectul variaţiei acestei mărimi pe direcţia profilului. Astfel de profile sînt foarte sugestive pentru interpretarea distribuţiei de masă din subsol şi pe baza lor se pot face diverse ipoteze asupra structurii geologice care ar fi provocat variaţia respectivă.

2.2.2. Reprezentarea prin hărţi cu curbe de egală valoare a anomaliei. În cazul în care repartiţia punctelor de măsurare pe suprafaţa prospectată este suficientă şi relativ uniformă, se construiesc hărţi cu curbe de egală valoare a anomaliei cîmpului gravităţii în reducerea Bouguer. Valorile anomaliei sînt înscrise pe un plan de situaţie în dreptul punctelor de măsurare, după care se procedează la interpolarea curbelor de egală valoare a acestei mărimi.

Acest mod de reprezentare ne dă indicaţii asupra întinderii şi dezvoltării laterale a zonelor de minim sau de maxim gravimetric, pe baza cărora se poate face o mai bună interpretare geologică a exceselor sau deficitelor de masă care le-au provocat.

CAPITOLUL XV

PRELUCRAREA ANOMALIILOR GRAVIMETRICE

Prelucrarea anomaliilor gravimetrice este operaţia care precede şi pregăteşte interpretarea geologică a acestora. Ea urmăreşte separarea anomaliilor gravimetrice în anomalii produse de surse anomale individuale şi conturarea acestor surse, în expresia unor corpi geometrici de o formă comparabilă cu aceea a obiectelor geologice producătoare de anomalii gravimetrice.

1. SEPARAREA ANOMALIILOR GRAVIMETRICE

Problema aceasta o vom privi în cadrul acestui curs numai prin prisma anomaliilor cîmpului gravităţii. Acest lucru este justificat, pe de o parte, de cadrul restrîns al acestui curs, care se adresează unor viitori ingineri geologi şi, pe de altă parte, de faptul că prospecţiunea gravimetrică cu gravimetrul static ocupă în momentul de faţă locul cel mai important în cadrul prospecţiunii gravimetrice; în plus, chiar dacă această prospecţiune este efectuată cu balanţe de torsiune sau gradientometre, există, după cum se ştie, posibilitatea ca prin integrarea gradienţilor orizontali să se determine indirect anomaliile cîmpului gravităţii.

1.1. **Cauzele cumulării anomaliilor gravității.** Existența unui contrast unic de masă în pătura superioară a litosferei care să producă o anomalie gravimetrică bine individualizată este destul de rară în natură. De obicei, condițiile geologice reale creează două sau mai multe contraste de masă, iar anomaliile produse de fiecare în parte se însumează, astfel încît prin prospecțiunea gravimetrică se carteazä efectul cumulat al acestora într-o anomalie gravimetrică unică.

Pentru ca succesul prospecțiunii gravimetrice să fie asigurat, este necesar ca în subsol să nu existe un număr prea mare de contraste de masă, iar anomaliile gravimetrice pe care acestea le produc să fie de intensitate suficient de mare, adică să depășească de cîteva ori eroarea operativă a aparaturii întrebuințate.

Anomalii gravimetrice pot fi produse de mai multe feluri de elemente geologice. Astfel, contraste de masă care să producă anomalii pot apărea datorită elementelor tectonice din subsol (cute, falii, flexuri etc.), după cum pot apărea datorită unor cauze stratigrafice (aflorimente de strate, variații laterale de facies etc.) sau varietății tipului de roci din subsol (contacte geologice, injecțiuni de roci eruptive în roci sedimentare sau cristaline etc.). De asemenea, trebuie adăugată posibilitatea prezenței unor minerale utile în concentrații importante, cum ar fi sarea în terenuri sedimentare sau mineralele metalifere în terenuri cristaline sau eruptive. În general, prospecțiunea gravimetrică este avantajată în rezolvarea problemei geologice, dacă elementele geologice din subsol, al căror efect se cumulează în anomalia unică de suprafață, sînt de același fel.

Evident, cumularea anomaliilor gravimetrice poate apărea în natură într-o mare diversitate de cazuri. Pentru o mai bună înțelegere a fenomenului de cumulare a anomaliilor gravimetrice vom prezenta în cele ce urmează cîteva tipuri din cele mai importante situații geologice în care acest fenomen are loc.

1.1.1. *Cumulare de anomalii produse de elemente geologice de adîncime cu altele produse de elemente geologice de suprafață.* În figura 72 este schițat cazul cumulării a două anomalii gravimetrice, și anume: una produsă de un element geologic de suprafață (o cută anticlinală mio-pliocenă), iar cealaltă produsă de un element geologic de adîncime (un fundament de roci dense care înclină progresiv într-o anumită direcție).

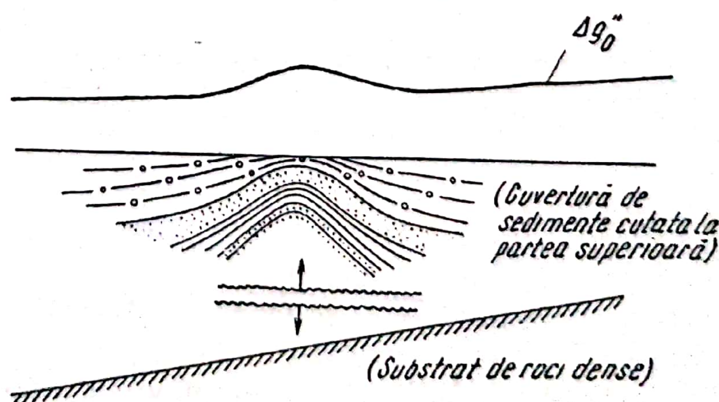


Fig. 72. Cazul cumulării anomaliilor produse de un element geologic de adîncime și unul de suprafață.

Acest caz de cumulare a anomaliilor gravimetrice este destul de frecvent pe teritoriul patriei noastre în zonele precarpatice, unde platformele (mezozoică și

podolică) cedează în trepte către avantfosa carpatică şi unde sedimentele de umplutură pe care le suportă aceste platforme sînt suficient de groase şi tectonizate sub formă de cute anticlinale.

După cum se poate remarca (fig. 72), maximum gravimetric produs de cuta anticlinală, precum şi variaţia regională a cîmpului gravităţii produsă de substratul de roci dense, sînt cumulate într-o anomalie unică care sugerează ambele cauze.

1.1.2. Cumulare de anomalii produse de elemente geologice de la adîncime comparabilă, situate la distanţă mică între ele. În figura 73 este schiţat cazul cumulării a patru anomalii gravimetrice produse de patru masive de sare suficient de adînci şi diferite ca dimensiuni laterale, însă situate aproximativ la aceeaşi adîncime.

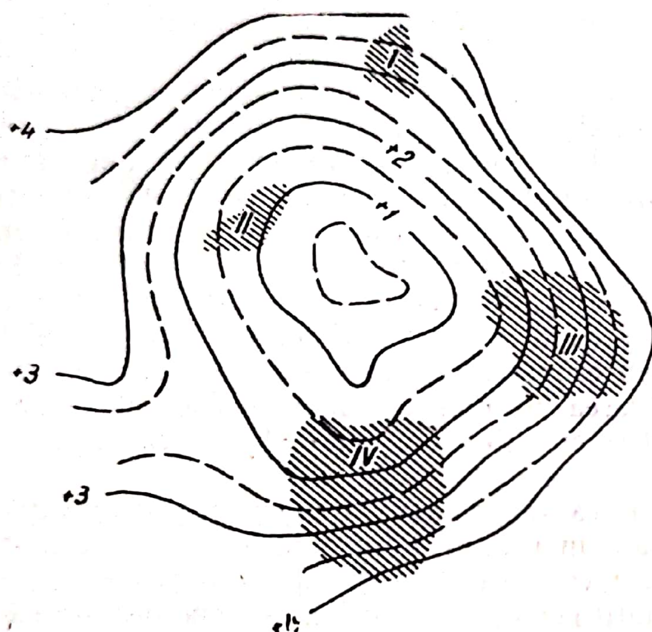


Fig. 73. Cazul cumulării anomaliilor produse de elemente geologice de la adîncime comparabilă.

După cum se poate remarca, cele patru minime gravimetrice individuale sînt cumulate într-un minim unic, al cărui apex se găseşte aproximativ în zona centrală a celor patru masive de sare.

În acest caz, anomalia cartată nu mai sugerează de loc mai multe elemente geologice, care prin anomaliile lor ar participa la producerea ei.

1.1.3. Cumulare de anomalii produse de elemente geologice de la adîncimi comparabile cu altele produse de elemente geologice de la adîncime diferită. În figura 74 este schiţat cazul cumulării a trei anomalii gravimetrice, şi anume: două produse de două cute anticlinale situate în partea

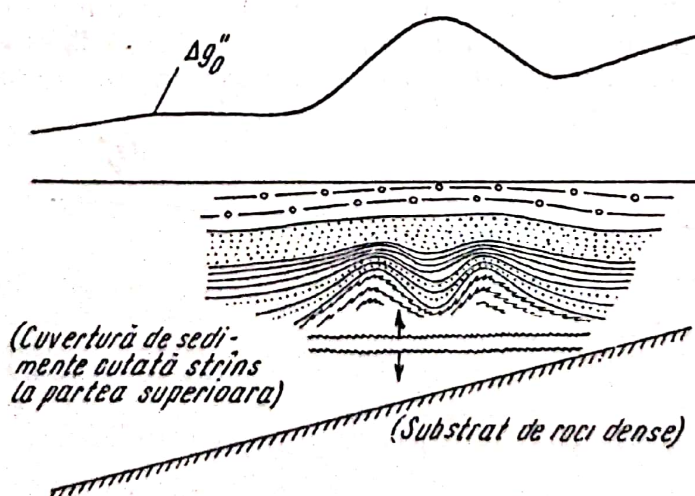


Fig. 74. Cazul cumulării a două anomalii gravimetrice produse de elemente geologice de suprafaţă cu acela al unei anomalii produsă de un element geologic de adîncime.

superioară a unei cuverturi de sedimente cutată strîns și a treia produsă de un element geologic de adîncime, în speță un fundament de roci dense care înclină progresiv într-o anumită direcție.

Și acesta este un caz întîlnit pe teritoriul R.P.R., în zona precarpatică externă, în care sedimentele au o grosime mare și sînt suportate de un fundament înclinat de roci dense reprezentat prin platforme.

După cum se poate constata, cele două structuri anticlinale, din cauza distanței mici între axele lor și adîncimii lor destul de mari, dau naștere unei anomalii unice de maxim grefată, pe o variație regională a cîmpului gravității produsă de substratul înclinat de roci dense. În acest caz, anomalia cartată sugerează numai parțial elementele geologice care participă la producerea ei.

Desigur, numărul exemplelor de acest fel se poate multiplica, dată fiind varietatea cazurilor pe care le poate oferi natura. Concluzia importantă care se degajă din cele de mai sus apare însă în mod clar și numai din cele trei cazuri prezentate, și anume că la interpretarea geologică a unor anomalii gravimetrice cartate trebuie să fim foarte atenți ca nu cumva să fim în situația înșelătoare în care o anomalie unică reprezintă în realitate efectul cumulat a două sau chiar mai multe elemente geologice diferite. Dacă se întîmplă așa, vom fi conduși la o interpretare geologică cu totul eronată și, în acest caz, scopul prospecțiunii gravimetrice nu va fi atins.

Pentru o corectă interpretare geologică a anomaliilor gravimetrice este necesară separarea anomaliilor care eventual se cumulează în anomalia unică ce a fost cartată prin prospecțiunea gravimetrică. Prin aceasta vor fi separate și contrastele de masă care le provoacă și care apoi vor putea fi interpretate geologic în mod just, în elemente geologice corespunzătoare.

1.2. **Metode de separare a anomaliilor gravității.** Pentru separarea anomaliilor gravimetrice există în momentul de față o serie de metode, diferite ca fundamentare fizico-matematică și a căror folosire preferențială se impune de la caz la caz, pe baza unor analize atente a avantajelor și dezavantajelor lor. În cele ce urmează vom trece în mod sumar în revistă cele mai importante și de aplicabilitate mai largă, din care să reiasă procedeele folosite și natura problemelor în care sînt folosite preferențial.

1.2.1. Metode de separare directă, pe baza valorilor de cîmp al gravității. Aceste metode sînt folosite, în general, în cazul în care este necesară separarea unei anomalii locale de una regională, adică în cazul în care anomalia cartată este rezultatul cumulării a două anomalii gravimetrice produse de elemente geologice situate la adîncimi net diferite.

Separarea directă, pe baza valorilor de cîmp a gravității, poate fi făcută pe mai multe căi, și anume:

a) *Metoda grafică.* Această metodă se bazează pe nivelarea grafică a curbelor anomaliei cartate, anomalia astfel nivelată urmînd a reprezenta anomalia regională.

Anomalia regională este estimată de la caz la caz, după aspectul general al ei care apare din anomalia cartată. Dacă sîntem în cazul în care curbele de

egală valoare a anomaliei cartate au un aspect regulat, cu un paralelism accentuat, avînd aspectul unui fascicul practic paralel, perturbat local prin digitaţii sau inflexiuni a curbelor într-o anumită zonă (v. fig. 75), atunci putem considera că anomalia regională are un gradient orizontal constant (variaţia valorilor anomaliei regionale pe direcţia perpendiculară curbelor de egală valoare fiind liniară). În acest caz, nivelarea curbelor se va face ca în figura 75 (v. porţiunile nivelate marcate prin linii întrerupte), iar anomalia locală va fi reprezentată de diferenţa între anomalia cartată şi anomalia regională astfel estimată, conform relaţiei

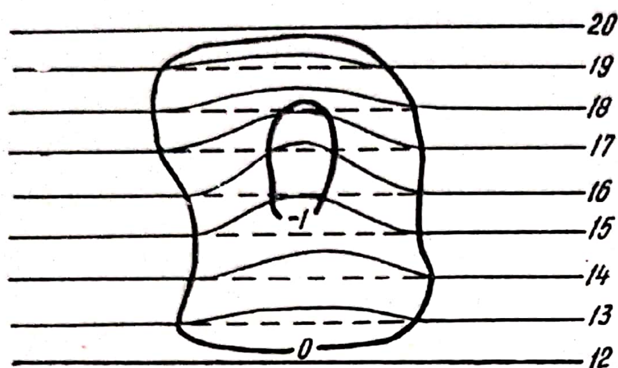


Fig. 75. Metoda de separare grafică în cazul unei anomalii regionale cu gradient orizontal constant.

$$\Delta g_{loc} = \Delta g_0'' - \Delta g_{reg}. \quad (216)$$

Anomalia locală poate fi calculată în fiecare punct de măsurare pe baza relaţiei de mai sus şi conturată prin curbe de egală valoare sau conturată direct prin curbe de egală valoare, stabilite pe baza scăderii curbelor anomaliei cartate şi a anomaliei regionale estimate, aşa cum s-a procedat în figura 75.

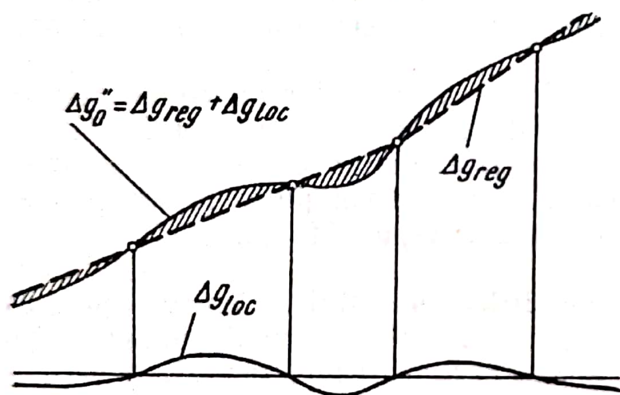


Fig. 76. Metoda de determinare a anomaliei regionale pe profiluri, prin punctele de inflexiune a anomaliei cartate.

Dacă anomalia regională, aşa cum apare din anomalia cartată, are un aspect mai puţin regulat, ea poate fi estimată prin alte procedee de nivelare grafică. În sensul acesta, ea poate fi reprezentată prin curbe de egală valoare, care unesc punctele de inflexiune în suprafaţă a curbelor anomaliei cartate sau poate fi determinată prin profiluri medii stabilite prin punctele de inflexiune ale variaţiei anomaliei cartate pe profiluri.

În figura 76 este reprezentat ultimul caz, în care anomalia regională este estimată pe baza variaţiei anomaliei cartate pe profil. După cum se poate remarca, anomalia regională (curba întreruptă) este estimată printr-o linie continuă ce uneşte punctele de inflexiune ale curbei care reprezintă anomalia cartată. Diferenţa dintre ele, reprezentată în partea de jos a figurii, reprezintă anomalia locală. Metoda nivelării grafice în diversele variante de mai sus are în parte un caracter subiectiv, pentru că se bazează pe aprecierea punctelor de inflexiune a unor curbe în general neregulate. Încercînd a îndepărta acest neajuns, s-a recurs la metoda analitică.

b) *Metoda analitică.* Această metodă se bazează pe determinarea anomaliei regionale prin calcul, folosind diverse sisteme. Dintre diversele variante vom prezenta în cele ce urmează numai una, care poartă numele de *metoda mediilor mobile*.

Prin această metodă, anomalia regională în fiecare punct de măsurare este determinată pe baza valorilor anomaliei cartate în nodurile unei reţele pătratice cu latura de 1 500—3 000 m, folosind un grafic ca acela din figura 77 şi relaţia

$$\Delta g_{reg} = \frac{1}{9} \cdot \sum_{0}^{8} g_i , \tag{217}$$

deci ca medie aritmetică a valorii anomaliei cartate în punctul de calcul şi în cele 8 puncte adiacente ale reţelei pătratice folosite.

Anomalia locală este calculată apoi în fiecare punct de măsurare cu ajutorul relaţiei:

$$\Delta g_{loc} = g_0 - \frac{1}{9} \cdot \sum_{0}^{8} g_i . \tag{218}$$

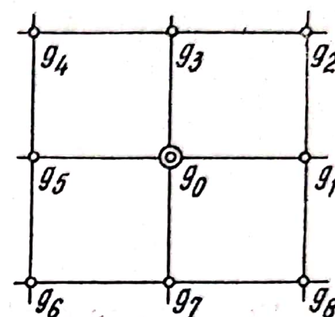


Fig. 77. Configuraţia punctelor de calcul pentru determinarea anomaliei locale prin metoda mediilor mobile.

Această metodă de estimare a anomaliei regionale, folosind relaţia (217), are avantajul că este obiectivă, în schimb oferă posibilitatea ca în anomalia regională să mai fie cuprinsă şi o parte din anomalia locală, dacă latura reţelei pătratice care stă la baza evaluării nu este bine aleasă.

Pentru a ocoli dezavantajele introduse de metodele descrise mai sus este recomandabil a se proceda în felul următor: se face în prealabil o evaluare a anomaliei regionale printr-o metodă analitică, după care se construieşte o hartă cu curbe de egală valoare a acesteia. Dacă această hartă mai păstrează urmele unor efecte locale (digitaţii, inflexiuni, îngenunchieri a curbelor etc.), atunci se face o nivelare a curbelor de egală valoare, folosind metoda punctelor de inflexiune. Pe baza acestei anomalii regionale şi a anomaliei cartate se poate evalua apoi cu o precizie mai mare anomalia locală.

1.2.2. **Separarea anomaliilor gravimetrice pe baza gradienţilor verticali de ordin superior.** Avantajul folosirii gradienţilor verticali de ordin superior reiese în mod clar dintr-un exemplu simplu. Să considerăm o masă punctiformă m situată la adîncimea z sub planul orizontal, pentru simplificare într-un punct de coordonate $(0,0,z)$, aşa cum este reprezentat în figura 78. Potenţialul gravitaţional creat de această masă în punctul 0 de la suprafaţă, de coordonate $(0,0,0)$ va fi, în acord cu relaţia (13, b),

$$W = -G \cdot \frac{m}{z} . \tag{219}$$

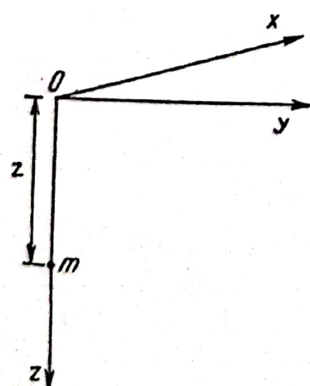


Fig. 78. Notaţiile pentru cazul masei punctiforme.

Gradienţii verticali de ordin superior ai potenţialului gravitaţional reprezentînd derivatele de ordin superior ale acestuia după direcţia verticală vor fi, evident, după cum urmează:

$$W_z = g = G \cdot \frac{m}{z^2} \tag{220}$$

$$W_{zz} = \frac{\partial g}{\partial z} = -2G \cdot \frac{m}{z^3} \tag{221}$$

$$W_{zzz} = \frac{\partial^2 g}{\partial z^2} = 6G \cdot \frac{m}{z^4} \tag{222}$$

$$W_{zzzz} = \frac{\partial^3 g}{\partial z^3} = -24G \cdot \frac{m}{z^5}. \tag{223}$$

Din suita de relaţii (220) — (223) apare clar că efectul masei m în diferitele mărimi gravimetrice, reprezentate de gradienţii verticali de ordin superior ai gravităţii, variază invers proporţional cu puterile superioare ale distanţei z, la care se găseşte această faţă de suprafaţă. Consecinţa imediată şi de o deosebită importanţă a celor de mai sus este că cu cît gradientul vertical este de un ordin mai înalt, cu atît va reflecta mai mult efectul maselor situate mai aproape de suprafaţă.

Pentru o mai clară înţelegere a modului în care funcţionează gradienţii verticali de ordin superior, în sensul celor specificate mai sus, este prezentat în figura 79 un exemplu schematic principial. În acest exemplu este considerat cazul unei structuri anticlinale miopliocene cu sîmbure de sare, la care levantinul superior constituit din pietrişuri de Cîndeşti se îngroaşă mult în sinclinale şi care se găseşte la partea superioară a cuverturii de sedimente. Fundamentul acestei cuverturi de sedimente este constituit din roci dense şi se scufundă progresiv într-o anumită direcţie. Sursele de anomalii gravimetrice în acest caz sînt patru la număr, şi anume:

— Pietrişurile de Cîndeşti din levantinul superior, în contrast pozitiv de densitate faţă de formaţiunile mio-pliocene, care au grosime variabilă şi sînt situate aproape de suprafaţă.

— Structura anticlinală mio-pliocenă, prin ridicarea axială a formaţiunilor mai vechi şi mai dense şi îngroşarea pe flancuri a formaţiunilor mai noi şi mai puţin dense.

— Sarea din sîmburele cutei anticlinale, prin contrastul negativ de densitate faţă de sedimentele mio-pliocene în care este cuprinsă.

— Fundamentul de roci dense, prin contrastul pozitiv de densitate faţă de sedimentele cuverturii şi înclinarea lui pe o anumită direcţie. Deşi principial, cazul luat în considerare reprezintă o situaţie relativ frecventă în zona precarpatică a Munteniei, astfel încît anomalia cîmpului gravităţii (W_z) poate fi reconstituită calitativ pe baza cazurilor reale întîlnite pînă în prezent. Aceasta va avea aspectul prezentat în figura 79, reprezentînd efectul cumulat al tuturor celor patru surse geologice de anomalie.

Gradientul vertical de ordinul I al gravităţii (W_{zz}) va separa anomaliile produse de elementele geologice din cuvertura de sedimente de anomalia produsă de fundament. Astfel, va fi eliminat efectul fundamentului, anomalia gradientului vertical de ordinul I reprezentînd efectul combinat al levantinului superior, al structurii anticlinale şi al sării din sîmburele acesteia.

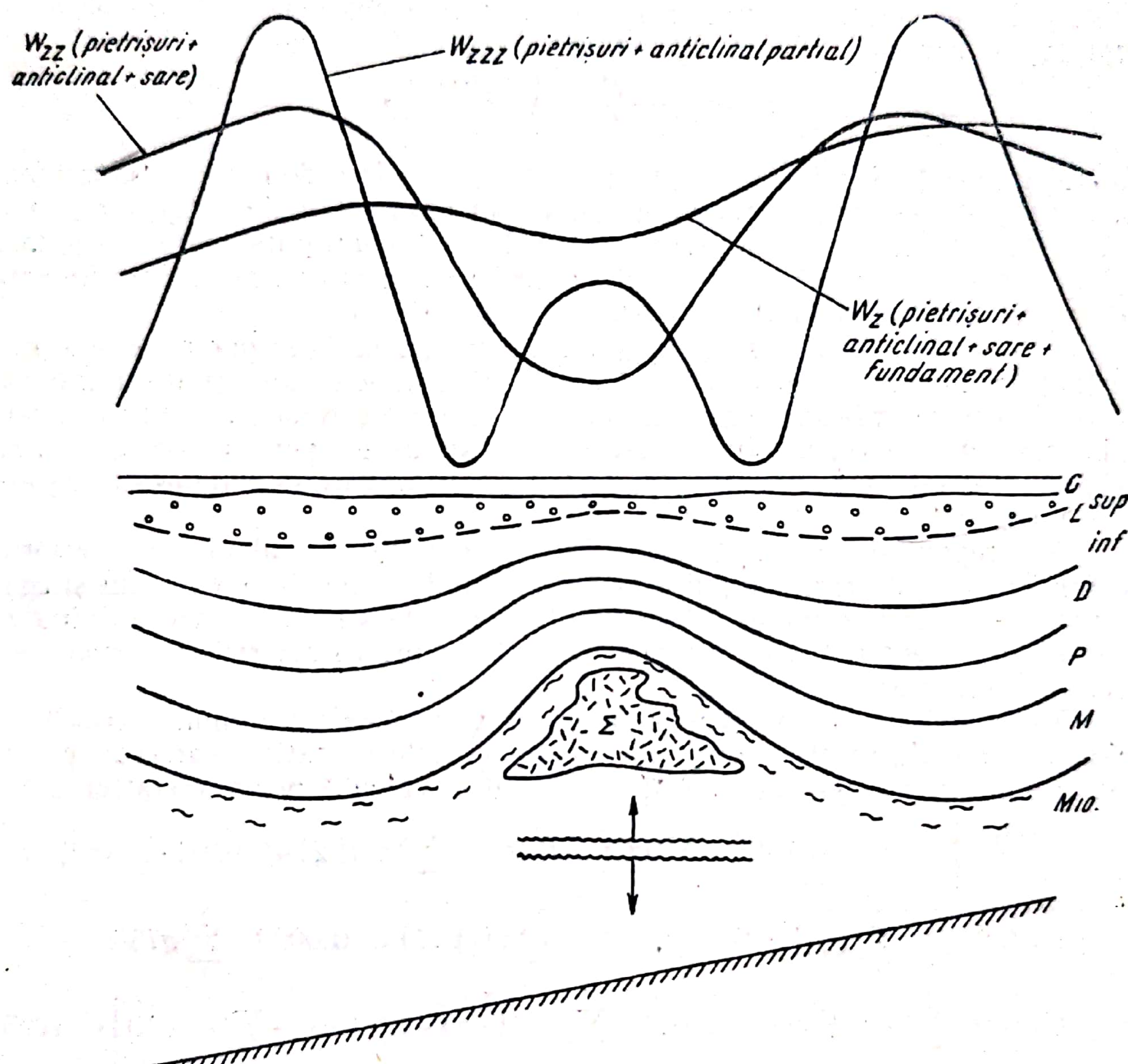


Fig. 79. Exemplu principial de separare a anomaliilor gravimetrice pe baza gradienţilor verticali de ordin superior, în cazul unei structuri mio-pliocene cu sîmbure de sare în cuvertura de sedimente suportată de un fundament înclinat de roci dense.

Gradientul vertical de ordinul II al gravităţii (W_{zzz}) va duce separarea anomaliilor gravimetrice mai departe, eliminînd efectul masivului de sare care se găseşte mai adînc şi reflectînd în primul rînd efectul pietrişurilor din levantinul superior, la care se va adăuga o parte din efectul cutei anticlinale.

După cum se poate constata, cei trei gradienţi verticali produc o bună separare a anomaliilor gravimetrice cumulate în anomalia unică cartată, care permite reconstituirea structurii geologice la diverse niveluri, asigurînd posibilitatea unei corecte interpretări geologice.

Dintre gradienţii verticali de ordin superior, cei mai folosiţi sînt următorii:

a) *Gradientul vertical de ordinul I al cîmpului gravităţii* $\left\{ W_{zz} = \frac{\partial g}{\partial z} = g_z \right\}$.

Această mărime gravimetrică se poate evalua pe baza anomaliei cîmpului gravităţii, aşa cum apare în urma unei prospecţiuni gravimetrice.

Evaluarea acestei mărimi se poate face prin efectuarea unei integrale de suprafaţă[1] conform relaţiei de mai jos

$$g_z = -\frac{g(0)}{R} + \int_R^{\infty} \frac{\bar{g}(r) \cdot dr}{r^2}, \tag{224}$$

cîmpul gravităţii fiind considerat ca fiind pe suprafaţa de reducere (suprafaţa Bouguer) o funcţie de coordonatele polare în plan (distanţa radială r şi azimutul θ). În felul acesta g devine $g\,(r,\theta)$. Dacă într-un punct oarecare se face valoarea medie a lui g pe un cerc cu centrul în acel punct, atunci dependenţa de variabila polară azimutală dispare şi g devine $\bar{g}\,(r)$.

Pe baza celor de mai sus, integrala din relaţia (224) se poate efectua prin părţi, folosind un sistem de cercuri concentrice judicios ales şi însumînd rapoturile dintre gravitatea radială medie pe fiecare cerc şi pătratul razei cercului respectiv. Raza ultimului cerc folosit este aleasă pentru fiecare regiune în parte, astfel ca termenul respectiv al sumei la care este redusă integrala să fie neglijabil.

R — reprezintă o rază minimă faţă de punctul de calcul, în interiorul cercului de această rază cîmpul gravităţii putînd fi considerat constant şi egal în valoare cu acela din punctul de calcul. Şi această valoare a razei minime R se stabileşte pentru fiecare regiune în parte, după caracteristicile anomaliei cartate a gravităţii.

O altă metodă de evaluare a gradientului vertical al cîmpului gravităţii foloseşte valorile acestuia din nodurile unei reţele pătratice, care cad pe diverse cercuri concentrice cu centrul în punctul de calcul[2], pe baza relaţiei (225),

$$g_z = \frac{23.050}{l} \cdot \Big[g(0) - 0{,}1855 \cdot \sum_1^4 g(l) + 0{,}0058 \cdot \sum_1^4 g(l\sqrt{2}) - 0{,}0094 \cdot \sum_1^8 g(l\sqrt{5}) -$$
$$- 0{,}0053 \cdot \sum_1^8 g(l\sqrt{10}) - 0{,}0029 \cdot \sum_1^8 g(l\sqrt{17}) - 0{,}0023 \cdot \sum_1^8 g(5l) -$$
$$- 0{,}0023 \cdot \sum_1^8 g(l\sqrt{40}) + 0{,}011 \cdot \sum_1^8 g(l\sqrt{68}) - 0{,}0185 \cdot \sum_1^8 g\,(10l) \Big], \tag{225}$$

în care g_z este exprimat în 10^{-9} UCGS (E ö t v ö s), dacă l (latura reţelei) este exprimată în metri şi valorile lui g, în mgal.

Un exemplu de aplicare cu succes a gradientului vertical de ordinul I al cîmpului gravităţii este reprodus în figurile 80 şi 81, după Haalck[3], şi priveşte regiunea Gifhorn din R.F. Germană.

---

[1] E v j e n H. M., *The place of the vertical gradient in gravitational interpretations*, Geophysics, I, 1, 1936.

[2] B a r a n o v V., *Calcul du gradient vertical du champ de gravité ou de champ magnetique mesuré à la surface du sol*, Geophysical Prospecting I, 1, 1953.

[3] H a a l c k, *Ergebnisse vollständigen Berechnung des gravimetrischen Störungsfeldes in Gebiet von Gifhorn*, Beitr. z. angew. Geophysik, IX, 3/4, 1942.

În figura 80 este reprodusă anomalia cîmpului gravităţii în reducerea Bouguer pentru regiunea Gifhorn. După cum se poate remarca, pe un fond de scădere regională a anomaliei gravităţii pe direcţia sud-est — nord-vest este grefată o anomalie de minim, care îşi are originea în prezenţa în subsol a unui masiv de sare. Anomalia cumulată, aşa cum a fost cartată, nu este în măsură să dea indicaţii precise asupra localizării masivului de sare, anomalia de minim rămînînd deschisă către nord-vest.

În figura 81 este reprezentată anomalia gradientului vertical de ordinul I al cîmpului gravităţii. În imaginea acestei mărimi gravimetrice, anomalia regională este complet eliminată, conturîndu-se remarcabil de bine anomalia locală produsă de masivul de sare, care de data aceasta poate fi localizat cu precizie pe baza datelor gravimetrice.

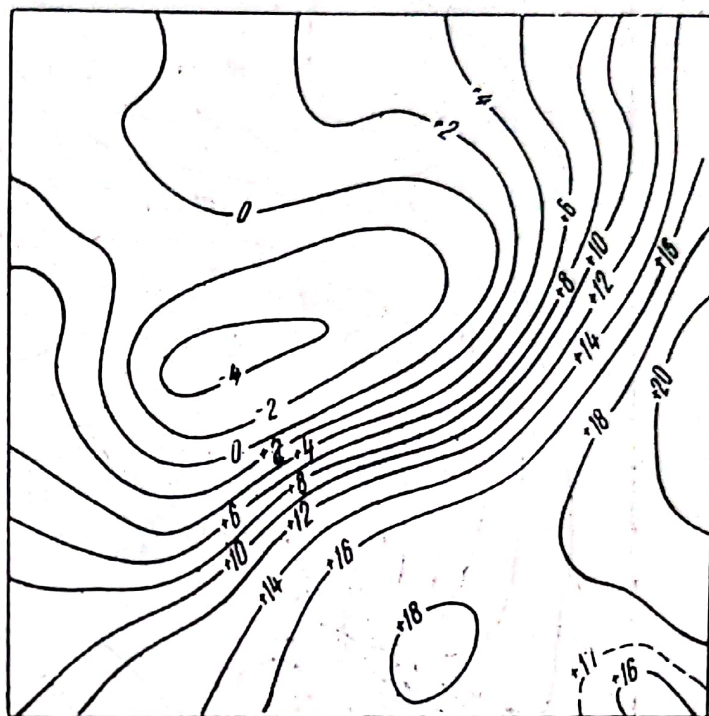


Fig. 80. Anomalia gravităţii în reducerea Bouguer în regiunea Gifhorn, R.F.G.

Apare clar din cele reprezentate mai sus că aplicarea gradientului vertical de ordinul I prezintă mari avantaje pentru separarea anomaliilor gravimetrice. Din nefericire, metodele de calcul ale acestei mărimi gravimetrice sînt destul de laborioase, fapt care limitează aplicarea ei pentru raţiuni economice.

b) *Gradientul vertical de ordinul II al cîmpului gravităţii* $\left(W_{zzz} = \frac{\partial^2 g}{\partial z^2} = g_{zz}\right)$.

Gradientul vertical de ordinul II al cîmpului gravităţii, aşa cum s-a văzut mai sus, are avantajul că, eliminînd efectul distribuţiilor de masă de la adîncime mare, amplifică în schimb efectul distribuţiilor de masă situate la adîncimi mici, deci aproape de suprafaţă. Prin aceasta, gradientul vertica de ordinul II operează o bună separare a anomaliilor gravimetrice locale de cele regionale.

În mod practic, metoda de calcul a acestei mărimi gravimetrice este asemănătoare cu aceea a evaluării gradientului vertical de ordinul I, bazîndu-se tot pe o integrare de suprafaţă. Formulele practice de lucru au o structură asemănătoare, de forma unui polinom, care conţine valorile gravităţii radiale medii pe cercuri concentrice în jurul staţiei pentru care se face calculul şi care reprezintă mediile aritmetice ale valorilor unui număr limitat de puncte care cad în nodurile unei reţele pătratice, pe cercul respectiv (v. fig. 82). Pentru simplificarea calculelor se foloseşte adesea, în loc de valorile medii

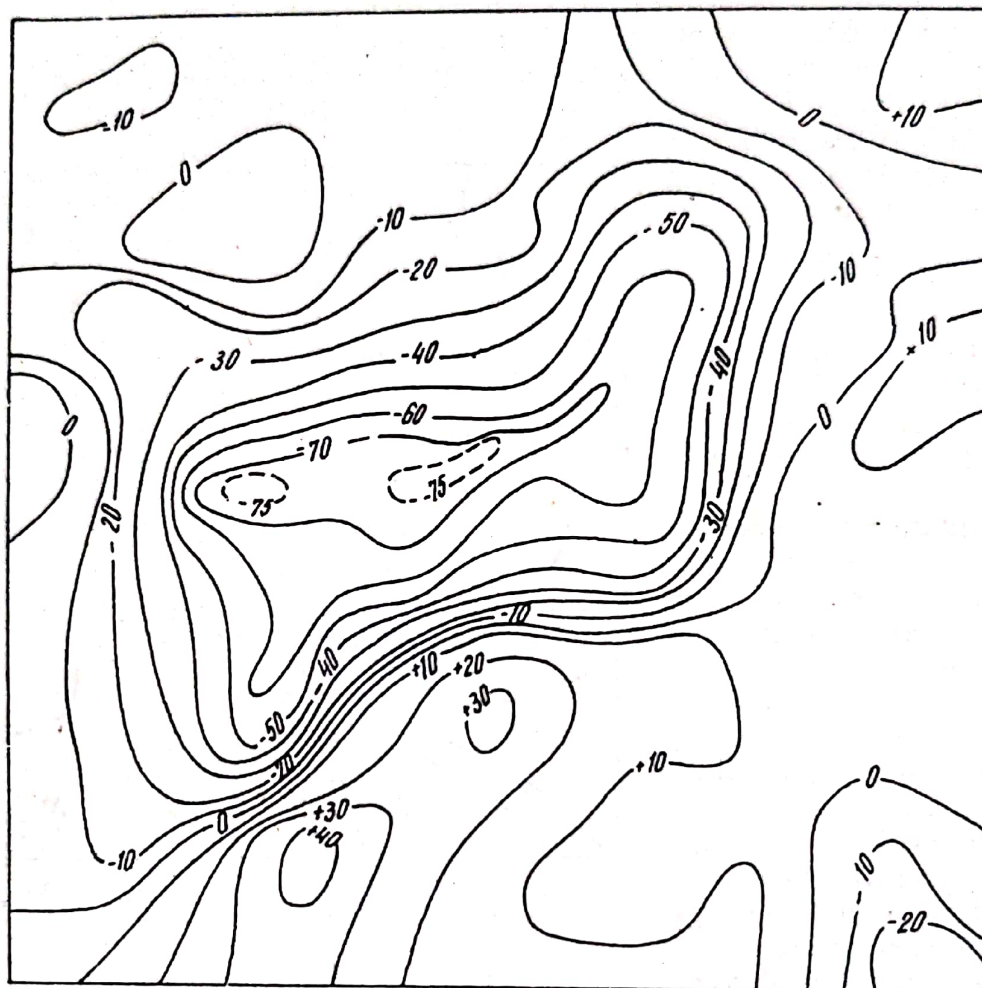


Fig. 81. Anomalia gradientului vertical de ordinul I al cîmpului gravităţii în regiunea Gifhorn, R.F.G.

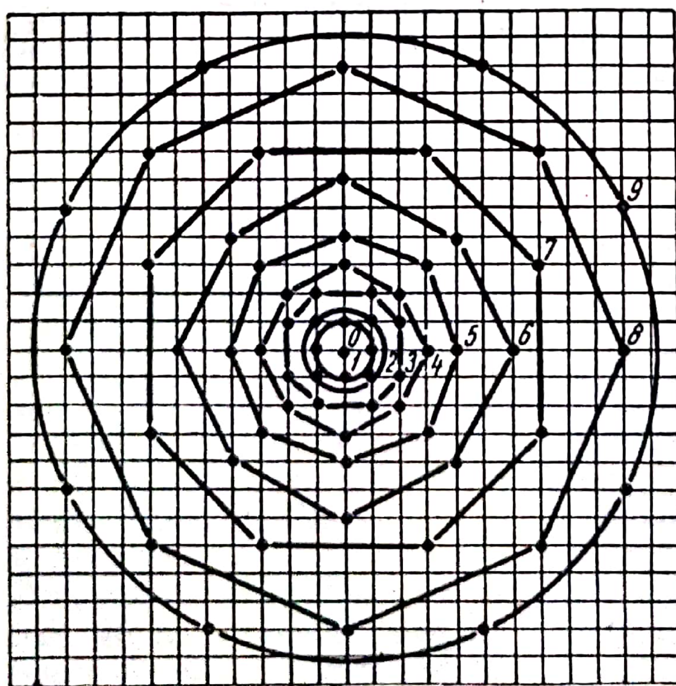


Fig. 82. Configuraţia punctelor pentru evaluarea gravităţii radiale medii pe cercuri concentrice în jurul staţiei de calcul, folosind o reţea pătratică.

ale gravităţii, suma valorilor de gravitate în punctele care cad pe cercul respectiv.

Reproducem mai jos cîteva din formulele de calcul al gradientului vertical de ordinul II al cîmpului gravităţii care sînt folosite pe scară mai largă şi care, aşa cum se poate observa, deşi sînt stabilite pe baza unor principii diferite, au o structură asemănătoare.

Formula Peters [1]:

$$g_{zz} = \frac{1}{l^2} \cdot \Big[1{,}156 \cdot g(0) + 0{,}0514 \cdot \sum_1^4 g(l) - 0{,}1113 \cdot \sum_1^4 g(l\sqrt{2}) - 0{,}1699 \cdot \sum_1^8 g(l\sqrt{5}) + 0{,}0245 \cdot \Big(\sum_1^4 g(8l) + \sum_1^4 g(9l) + \sum_1^8 g(10l)\Big)\Big]. \quad (226)$$

Formulele Henderson-Zietz [2]:

$$g_{zz} = \frac{1}{l^2} \cdot \Big[6{,}185 \cdot g(0) - 2{,}094 \cdot \sum_1^4 g(l) + 0{,}547 \cdot \sum_1^4 g(l\sqrt{2})\Big] \quad (227)$$

$$g_{zz} = \frac{2}{l^2} \cdot \Big[3 \cdot g(0) - \sum_1^4 g(l) + \frac{1}{4} \cdot \sum_1^4 g(l\sqrt{2})\Big] \quad (228)$$

$$g_{zz} = \frac{1}{3l^2} \cdot \Big[21 \cdot g(0) - 8 \cdot \sum_1^4 g(l) + 3 \cdot \sum_1^4 g(l\sqrt{2}) - \frac{1}{4} \cdot \sum_1^4 g(l\sqrt{5})\Big]. \quad (229)$$

Formulele Elkins [3]:

$$g_{zz} = \frac{1}{60l^2} \cdot \Big[64 \cdot g(0) - 2 \cdot \sum_1^4 g(l) - 4 \cdot \sum_1^4 g(l\sqrt{2}) - 5 \cdot \sum_1^8 g(l\sqrt{5})\Big] \quad (230)$$

$$g_{zz} = \frac{1}{28\,l^2} \cdot \Big[16 \cdot g(0) + 2 \cdot \sum_1^4 g(l) - 3 \cdot \sum_1^8 g(l\sqrt{5})\Big] \quad (231)$$

$$g_{zz} = \frac{1}{62l^2} \cdot \Big[44 \cdot g(0) + 4 \sum_1^4 g(l) - 3 \cdot \sum_1^4 g(l\sqrt{2}) - 6 \cdot \sum_1^8 g(l\sqrt{5})\Big]. \quad (232)$$

Formulele Rosenbach [4]:

$$g_{zz} = \frac{1}{l^2} \cdot \Big[12 \cdot g(0) - \sum_1^4 g(l) - 4 \cdot \sum_1^4 g(l/\sqrt{2}) + \frac{2}{3} \cdot \sum_1^4 g(l)\Big] \quad (233)$$

$$g_{zz} = \frac{1}{24l^2} \cdot \Big[96 \cdot g(0) - 18 \cdot \sum_1^4 g(l) - 8 \cdot \sum_1^4 g(l\sqrt{2}) + \sum_1^8 g(l\sqrt{5})\Big]. \quad (234)$$

---

[1] Peters L. J., *The direct approach to magnetic interpretation and its practical application*, Geophysics, XIV, 3, 1949.

[2] Henderson R. G., Zietz I., *The computation of second vertical derivatives of geomagnetic fields*, Geophysics, XIV, 4, 1949.

[3] Elkins Th. A., *The second derivative method of gravity interpretation*, Geophysics, XVI, 1, 1951.

[4] Rosenbach O., *A contribution to the computation of the second derivative from the gravity data*, Geophysics, XVIII, 4, 1953.

Formulele (226) — (234) pentru calculul gradientului vertical de ordinul II sînt mult mai simple decît formulele (224) şi (225), pe baza cărora se evaluează gradientul vertical de ordinul I. Aceasta atrage după sine o economie importantă de timp la evaluarea acestei mărimi gravimetrice faţă de precedenta,

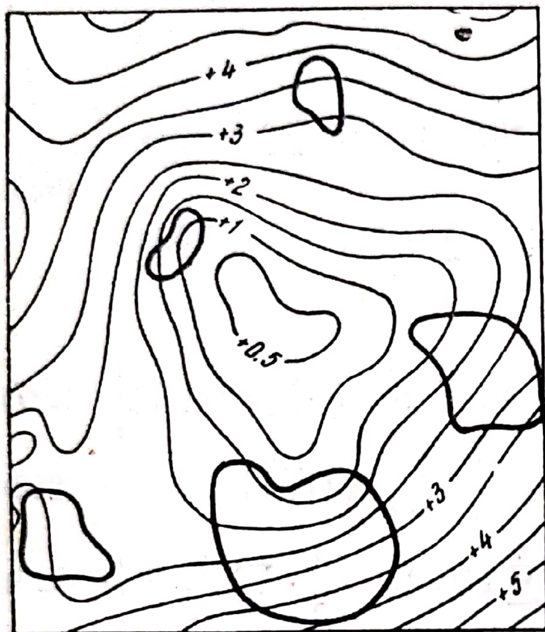


Fig. 83. Anomalia gravităţii în reducerea Bouguer pentru regiunea *Mykawa*.

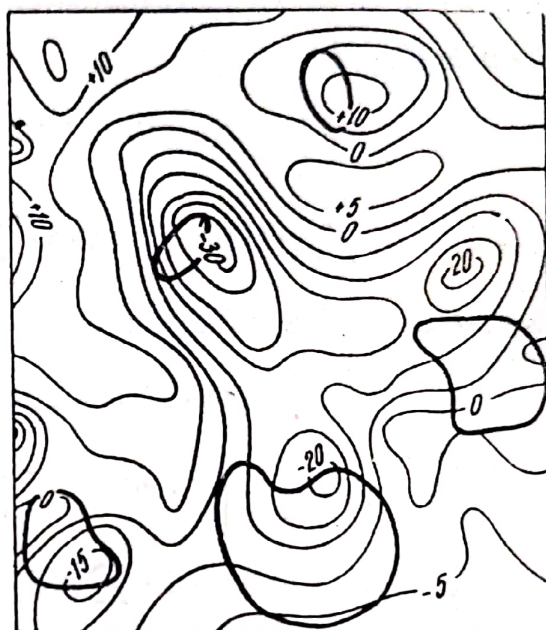


Fig. 84. Gradientul vertical de ordinul II al gravităţii pentru regiunea *Mykawa*.

ceea ce a impus-o cu avantaje remarcabile la prelucrarea anomaliilor gravimetrice în vederea separării lor. Pentru aceasta, în momentul de faţă, gradientul vertical de ordinul II are cea mai largă aplicare la separarea anomaliilor gravimetrice.

Exemple practice de anomalii ale gradientului vertical de ordinul II al cîmpului gravităţii se găsesc în figurile 83 şi 84. Pentru a ilustra avantajele folosirii acestei mărimi gravimetrice la separarea anomaliilor, reproducem după Elkins cazul regiunii Mykawa, Texas, din S.U.A. În această regiune, imaginea anomaliei cîmpului gravităţii (fig. 83) pune în evidenţă un minim intens şi larg. Deoarece în regiune este probabilă existenţa de masive de sare, apexul acestei anomalii a fost explorat, însă cu rezultat negativ.

Gradientul vertical de ordinul II al cîmpului gravităţii (fig. 84) pune în evidenţă existenţa a 5 focare de minim a acestei mărimi, care explorate au dovedit existenţa a 5 masive de sare, explicînd, prin cumularea efectului lor în mărimea cîmpului gravităţii, rezultatul negativ al explorării iniţiale.

1.2.3. **Separarea anomaliilor gravimetrice pe baza continuării analitice a cîmpului gravităţii în semispaţiul inferior.** Metoda aceasta se bazează pe observaţia că anomalia cîmpului gravităţii are o asemănare cu atît mai mare cu elementul geologic care o produce, cu cît acest element se găseşte mai aproape de supra-

față sau, spus altfel, asemănarea este cu atît mai mare, cu cît suprafața pe care se fac măsurătorile este mai aproape de cauza care produce anomalia.

Ținînd cont de această observație, s-a imaginat continuarea analitică a cîmpului gravității în semispațiul inferior, care constă în a calcula, pe baza datelor măsurate la suprafața pămîntului, valorile cîmpului gravității în diferite planuri inferioare (ca și cum ar fi fost măsurate în aceste planuri dacă în mod practic s-ar putea face acest lucru), pentru a accentua efectul distribuției de masă producătoare a anomaliei gravimetrice și a pune în evidență detaliile structurale.

Metoda de calcul a valorilor cîmpului gravității continuate analitic în semispațiul inferior este standardizată, calculul făcîndu-se pe baza unor formule de lucru, a căror structură este asemănătoare cu aceea a formulelor pentru gradienții verticali de ordin superior. Ca un exemplu reproducem mai jos formula Peters[1] pentru calculul valorilor continuate analitic în semispațiul inferior, în planul la adîncimea h față de suprafață.

$$g(-h) = \sum_{0}^{9} C_n \cdot \bar{g}_n , \qquad (235)$$

în care $\bar{g}_n$ reprezintă valoarea medie a cîmpului gravității pe cercul de rază n $(0 \leqslant n \leqslant 9)$, iar C_n sînt coeficienți numerici, a căror valoare este înscrisă în tabelul 20 (adîncimea h fiind exprimată în funcție de latura l a rețelei pătratice care servește pentru evaluarea valorilor medii a gravității pe cercuri).

Tabelul 20

Cercul	*Raza medie*	*Coeficientul pentru* $h = l$	*Coeficientul pentru* $h = 2l$
0	0	0,3969	0,4197
1	l	0,3026	0,3532
2	$l\sqrt{2}$	0,3356	0,5460
3	$l\sqrt{5}$	0,2749	0,4071
4	$l\sqrt{8.5}$	0,2234	0,2668
5	$l\sqrt{17}$	0,0356	—0,0442
6	$l\sqrt{34}$	—0,2194	—0,3762
7	$l\sqrt{58}$	—0,3413	—0,6236
8	$l\sqrt{99}$	0,1248	0,3130
9	$l\sqrt{125}$	—0,1331	—0,1395

Metodele de separare a anomaliilor gravimetrice descrise mai sus reprezintă un ajutor prețios la interpretarea geologică a acestor anomalii. Folosirea preferențială a lor este impusă de structura geologică a regiunii și de avantajele legate de economia aplicării lor, precum și de urgența cu care ne sînt necesare rezultatele. Pentru aceasta, alegerea metodei de separare trebuie făcută cu multă grijă, cîntărind cu atenție avantajele și dezavantajele care derivă din elementele de mai sus.

[1] Peters, op. cit.

2. DETERMINAREA SURSELOR DE ANOMALII GRAVIMETRICE

A doua etapă a prelucrării anomaliilor gravimetrice constă, aşa cum s-a precizat de la început, în stabilirea unor soluţii geometrice echivalente obiectelor geologice reale care produc anomaliile gravimetrice individuale.

Stabilirea acestor soluţii se poate face fie pe baza anomaliilor locale ale cîmpului gravităţii, fie pe baza anomaliilor locale ale gradientului orizontal. Nu este indicat să se folosească în acest scop anomaliile altor mărimi gravimetrice (gradienţi verticali de diferite ordine, anomalii ale gravităţii continuate analitic etc.), deoarece, prin procedeele de evaluare, acestea capătă un accentuat caracter calitativ.

Determinarea unor soluţii geometrice corespunzătoare surselor de anomalii gravimetrice se realizează prin rezolvarea *problemei directe* sau *problemei inverse* a potenţialului.

Rezolvarea *problemei directe* a potenţialului constă în determinarea anomaliilor gravimetrice produse de distribuţii anomale de masă cu o formă geometrică simplă. În acest sens se alege tipul de corp geometric, contrastul de densitate pe care îl realizează cu mediul înconjurător, dimensiunile şi adîncimea corpului, şi prin aproximaţii succesive se modifică în mod convenabil aceşti parametri, pînă cînd se obţine o anomalie gravimetrică ce se suprapune cît mai bine cu anomalia obţinută în urma prospecţiunii.

Rezolvarea *problemei inverse* a potenţialului urmează o cale contrară, plecînd de la anomalia gravimetrică obţinută prin prospecţiune. Această anomalie este în prealabil normalizată, determinînd „curba zecimală", din care se obţin apoi direct elementele geometrice ale corpului geometric considerat ca sursă a anomaliei gravimetrice respective.

2.1. **Problema directă a potenţialului.** S-a precizat că rezolvarea problemei directe a potenţialului presupune calcularea anomaliilor gravimetrice, plecînd de la distribuţii anomale de masă de forma unor corpi geometrici convenabil aleşi. În general, corpii geometrici folosiţi, pentru care anomaliile gravimetrice au expresii analitice mai simple, sînt următorii:

— sfera, cu care se asimilează masivele de sare, unele zăcăminte metalifere de tipul corpurilor neregulate, cuiburilor etc., precum şi unele mase de roci eruptive de tipul stockurilor, lakkolitelor etc.;

— cilindrul orizontal infinit cu care se asimilează anticlinalele, cordilierele sau unele zăcăminte metalifere de tipul lentilelor orizontale;

— treapta dreaptă sau înclinată cu care se asimilează accidentele rupturale de tipul faliilor, fracturilor, încălecărilor etc.;

— cilindrul vertical semiinfinit cu care se asimilează masivele columnare de sare şi unele mase de roci eruptive, ca, de exemplu, neckurile, apofizele, bismalitele etc.;

— stratele verticale sau înclinate cu care se asimilează unele zăcăminte metalifere de tipul filoanelor şi lentilelor înclinate sau lentilele de sare.

În cazul în care anomalia gravimetrică este mai puțin regulată sau este asimetrică, sursa de anomalii poate fi considerată ca fiind formată din mai multe corpuri geometrice regulate, al căror efect singular este însumat pentru a se obține o anomalie totală, care apoi este comparată cu anomalia măsurată (de exemplu, un zăcămînt constituit din mai multe strate înclinate, paralele între ele etc.). De asemenea, combinarea a două forme geometrice simple poate conduce la o nouă formă geometrică (de exemplu, combinarea efectului a două trepte înclinate este echivalent cu efectul unei prisme orizontale infinită — formă cu care se poate asimila un anticlinal etc.).

Pentru mai buna înțelegere a modului cum se conduce rezolvarea problemei inverse a potențialului dăm mai jos cîteva exemple de corpi cu formă geometrică simplă dintre cei indicați mai sus.

Sfera. Ținînd cont de notațiile din figura 85 și de relația (13) care dă valoarea potențialului newtonian și considerînd masa sferei $M = \frac{4}{3} \cdot \pi \cdot R^3 \cdot \Delta\delta$ și distanța de la un punct P situat pe suprafață pînă la centrul sferei ca fiind $r = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$, se obține valoarea potențialului gravitațional produs de o masă sferică într-un punct pe suprafață ca fiind:

$$W = G \cdot \frac{4}{3} \cdot \pi \cdot R^3 \cdot \Delta\delta \cdot \frac{1}{\sqrt{x^2 + y^2 + z^2}} \cdot \qquad (236)$$

În relația de mai sus s-a considerat că masa sferei este concentrată în centrul ei, ipoteză care este justificată de simetria acestui corp în raport cu centrul lui.

Pentru a obține diferitele mărimi gravimetrice care ne interesează, vom deriva relația (236) în raport cu variabilele respective. Efectuînd operațiile și grupînd convenabil termenii, se obțin final valorile de mai jos, alegînd sensul pozitiv al axei Oz către în jos

$$W_z = \frac{4}{3} \cdot G \cdot \pi \cdot R^3 \cdot \Delta\delta \cdot \frac{z}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}} \qquad (237)$$

$$W_{zx} = 4 \cdot G \cdot \pi \cdot R^3 \cdot \Delta\delta \cdot \frac{x \cdot z}{(x^2 + y^2 + z^2)^{5/2}} \qquad (238)$$

$$W_{zy} = 4 \cdot G \cdot \pi \cdot R^3 \cdot \Delta\delta \cdot \frac{y \cdot z}{(x^2 + y^2 + z^2)^{5/2}} \qquad (239)$$

$$W_{xx} = -\frac{4}{3} \cdot G \cdot \pi \cdot R^3 \cdot \Delta\delta \cdot \frac{-2x^2 + y^2 + z^2}{(x^2 + y^2 + z^2)^{5/2}} \qquad (240)$$

$$W_{yy} = -\frac{4}{3} \cdot G \cdot \pi \cdot R^3 \cdot \Delta\delta \cdot \frac{x^2 - 2y^2 + z^2}{(x^2 + y^2 + z^2)^{5/2}} \qquad (241)$$

$$W_{xy} = 4 \cdot G \cdot \pi \cdot R^3 \cdot \Delta\delta \cdot \frac{x \cdot y}{(x^2 + y^2 + z^2)^{5/2}} \qquad (242)$$

$$W_{zz} = -\frac{4}{3} \cdot G \cdot \pi \cdot R^3 \cdot \Delta\delta \cdot \frac{x^2 + y^2 - 2z^2}{(x^2 + y^2 + z^2)^{5/2}} \qquad (243)$$

În aplicaţiile practice este foarte avantajos de lucrat nu direct cu formulele de mai sus, ci cu formulele *normalizate* sau *zecimale* derivate din acestea, folosind curbele construite o dată pentru totdeauna pe baza acestora. Pentru a înţelege cum se procedează, să luăm ca exemplu cazul cîmpului gravităţii pe un profil care este situat deasupra centrului sferei.

Pentru a construi curba zecimală, se scrie relaţia (237) sub forma

$$g = \frac{4}{3} \cdot G \cdot \pi \cdot R^3 \cdot \Delta\delta \cdot \frac{z}{z^2 \cdot \left(1 + \frac{x^2}{z^2}\right)^{3/2}}. \tag{244}$$

Valoarea maximă a gravităţii, care apare evident deasupra centrului sferei ($x = 0$), va fi

$$g_{max} = \frac{4}{3} \cdot G \cdot \pi \cdot R^3 \cdot \Delta\delta \cdot \frac{z}{z^2}. \tag{245}$$

Împărţind relaţia (244) prin relaţia (245), obţinem

$$\frac{g}{g_{max}} = \frac{1}{\left(1 + \frac{x^2}{z^2}\right)^{3/2}}, \tag{246}$$

care reprezintă tocmai ecuaţia curbei zecimale.

După cum se poate remarca, ecuaţia curbei zecimale este funcţie numai de parametrul x/z, care este un parametru cu totul general şi nedimensional. Această ecuaţie reprezintă funcţiunea generală care caracterizează variaţia cîmpului gravităţii produs de o distribuţie de masă de tipul unei sfere.

Avantajul folosirii curbei zecimale constă în faptul că, o dată cunoscută pentru tipul de distribuţie de masă, în cazul nostru, sfera, cîmpul gravităţii poate fi determinat în orice punct pe suprafaţa solului cu foarte mare uşurinţă. În acest sens, anomalia cîmpului gravităţii produsă de o masă sferică, determinată (cu R, z şi $\Delta\delta$ cunoscut) într-un punct oarecare pe axa Ox, se obţine înmulţind valoarea dată de curba zecimală pentru x/z, respectiv cu valoarea lui g_{max} pentru această masă sferică.

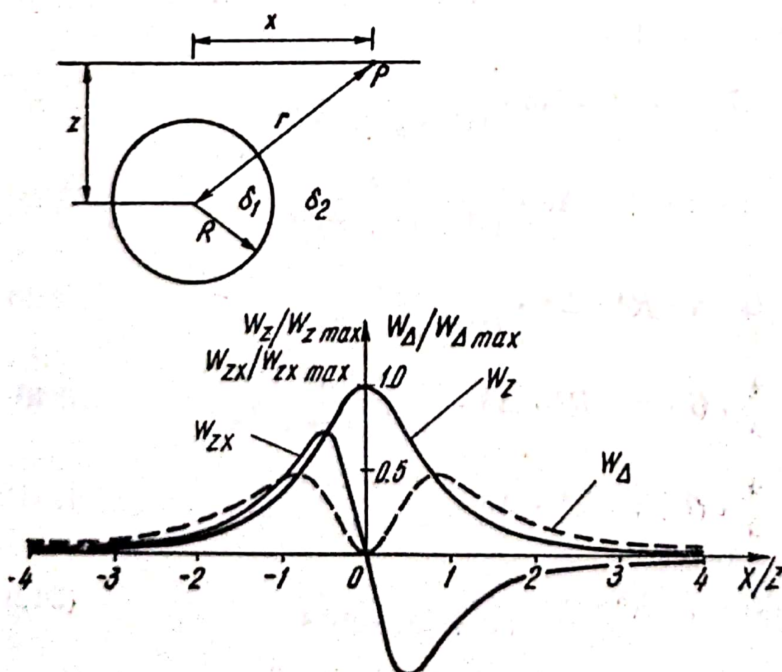


Fig. 85. Curbele zecimale pentru W_z, W_{zx} şi W_Δ în cazul sferei.

Cilindrul orizontal infinit. Pentru determinarea mărimilor gravimetrice care ne interesează în acest caz, se pleacă de la potențialul logaritmic al lui Neumann (o formă a potențialului newtonian la care s-a efectuat integrarea în raport cu variabila y între limitele $-\infty$ și $+\infty$) și a cărui expresie este

$$W = 2G \cdot \Delta\delta \cdot \iint L_n \frac{1}{r} \cdot ds. \tag{247}$$

Ținînd cont de simetria circulară a secțiunii verticale a cilindrului, putem considera că masa acestuia este echivalentă cu o linie de masă orizontală care trece prin centrul lui. Deoarece cilindrul orizontal este infinit extins, este evident că masa totală a acestuia va fi infinită. De aceea se face apel la o noțiune specială, și anume aceea de *masă pe unitatea de lungime* pe care o notăm cu M' și al cărei sens fizic și expresie matematică este dată de relația

$$M' = \pi \cdot R^2 \cdot \Delta\delta \cdot 1. \tag{248}$$

În baza notațiilor din figura 86 și a relației (13) și înlocuind distanța de la suprafață la centrul secțiunii cilindrului $r = \sqrt{x^2 + z^2}$, după ce integrarea

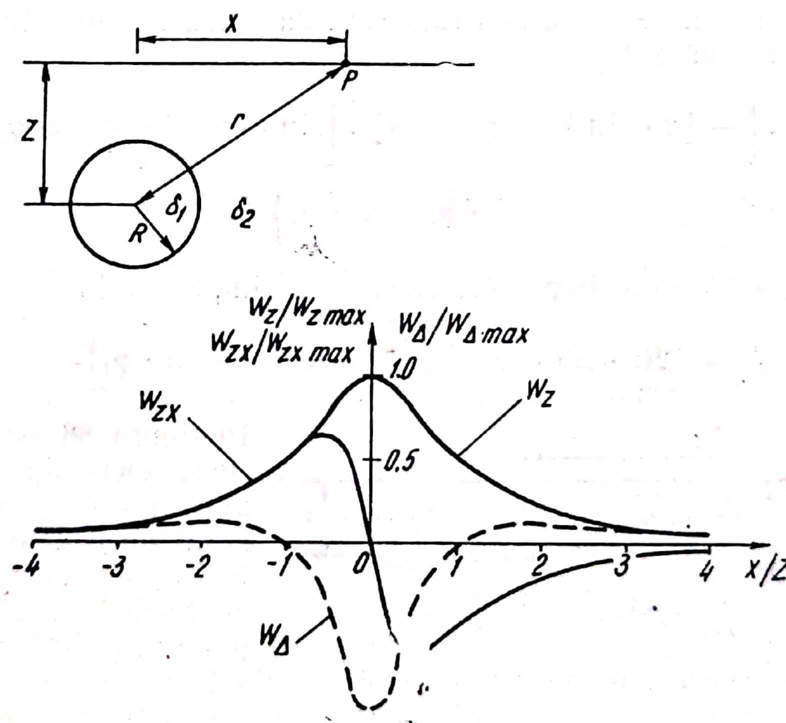


Fig. 86. Curbele zecimale pentru W_z, W_{zx} și W_Δ în cazul unui cilindru orizontal infinit.

a fost efectuată prin echivalarea cilindrului orizontal cu o linie de masă orizontală, se poate scrie expresia potențialului gravitațional, pe care îl produce un cilindru orizontal infinit într-un punct oarecare pe suprafața solului ca

$$W = 2G \cdot \pi \cdot R^2 \cdot \Delta\delta \cdot L_n \frac{1}{\sqrt{x^2 + z^2}}. \tag{249}$$

cil oriz infinit

Prin derivare se obțin valorile mărimilor gravimetrice, a căror expresie matematică este dată mai jos

$$W_z = 2G \cdot \pi \cdot R^2 \cdot \Delta\delta \cdot \frac{z}{x^2 + z^2} \tag{250}$$

$$W_{zx} = 4G \cdot \pi \cdot R^2 \cdot \Delta\delta \cdot \frac{x \cdot z}{(x^2 + z^2)^2} \tag{251}$$

$$W_{zy} = 0 \tag{252}$$

$$W_{xx} = 2G \cdot \pi \cdot R^2 \cdot \Delta\delta \cdot \frac{x^2 - z^2}{(x^2 + z^2)^2} \tag{253}$$

$$W_{yy} = 0 \tag{254}$$

$$W_{xy} = 0 \tag{255}$$

$$W_{zz} = 2G \cdot \pi \cdot R^2 \cdot \Delta\delta \cdot \frac{x^2 - z^2}{(x^2 + z^2)^2} . \tag{256}$$

În figura 86 sînt reproduse curbele zecimale pentru principalele mărimi gravimetrice în cazul unui cilindru orizontal.

Treapta. Cazul treptei se rezolvă tot cu ajutorul potențialului logaritmic al lui N e u m a n n. Relația generală care dă valoarea cîmpului gravitații este în acord cu figura 87.

$$W_z = 2G \cdot \Delta\delta . \left\{- [x \cdot \sin\alpha + a \cdot \cos\alpha] \cdot \left[\sin\alpha \cdot L_n \frac{r_2}{r_1} + \cos\alpha \cdot (\varphi_2 - \varphi_1)\right] + \right.$$
$$\left. + A \cdot \varphi_2 - a \cdot \varphi_1\right\} \tag{257}$$

care, în cazul unei trepte drepte (verticale), se simplifică la

$$W_z = 2G \cdot \Delta\delta \cdot \left(x \cdot L_n \frac{r_2}{r_1} + A \cdot \varphi_2 - a \cdot \varphi_1\right) . \tag{258}$$

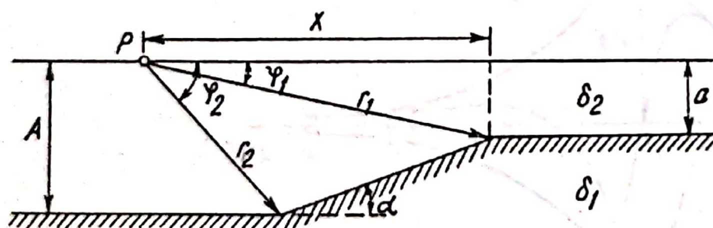


Fig. 87. Notațiile pentru cazul treptei înclinate.

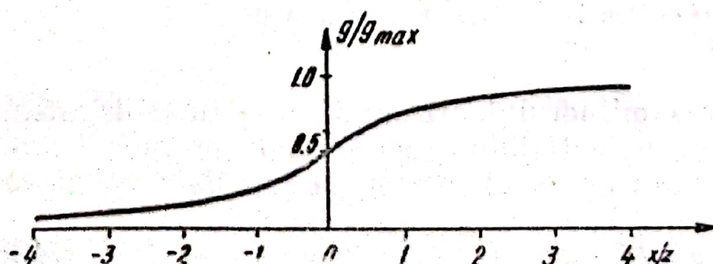


Fig. 88. Curba zecimală pentru cazul unei trepte drepte.

În figura 88 este reprodusă curba zecimală pentru cazul unei trepte drepte. Pentru cazul general al unei trepte înclinate, curba zecimală are același aspect, avînd doar punctul de inflexiune deplasat față de mijlocul planului înclinat către partea superioară a treptei.

Cilindrul vertical semi-infinit. Pentru acest caz, formula practică este

$$W_z = G \cdot \pi \cdot R^2 \cdot \Delta\delta \cdot \frac{1}{\sqrt{x^2 + z^2}} , \tag{259}$$

iar curba zecimală este reprodusă în figura 89.

Au fost prezentate mai sus cîteva exemple de forme geometrice regulate şi relaţiile cu ajutorul cărora se pot determina anomaliile mărimilor gravimetrice şi îndeosebi a cîmpului gravităţii care prezintă cel mai mare interes. Considerăm că nu este cazul de insistat mai mult, scopul reproducerii acestor

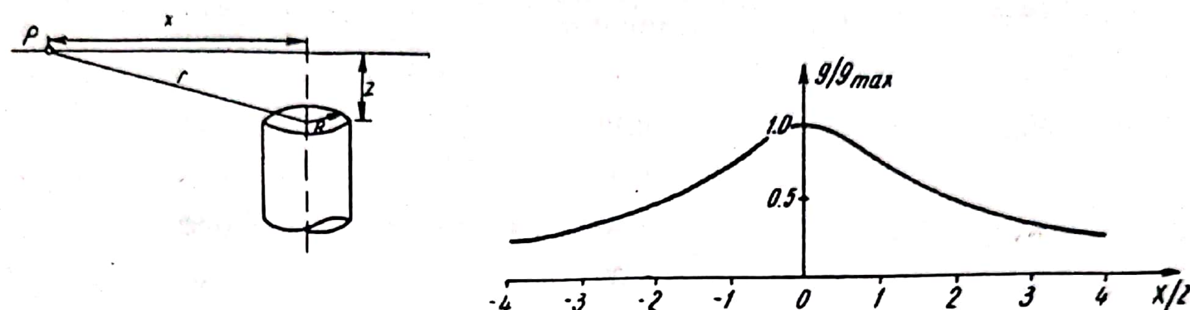


Fig. 89. Notaţiile şi curba zecimală pentru cazul cilindrului vertical semiinfinit.

cazuri fiind de a da o ideie generală asupra structurii formulelor şi a modului practic în care se realizează calculul efectelor gravimetrice în cadrul problemei directe a potenţialului.

Pentru cazul anomaliilor gravimetrice cu o dimensiune orizontală foarte mare, care se poate asimila ca produse de structuri bidimensionale, se poate realiza calculul anomaliei gravimetrice şi pentru secţiuni de o formă oarecare cu ajutorul unor abace cu celule (care reprezintă de fapt echivalentul unei integrări prin părţi). Aceasta asigură reproducerea prin calcul a anomaliilor gravimetrice pentru situaţii geologice reale din natură.

2.2. **Problema inversă a potenţialului.** Aşa cum s-a indicat mai înainte, pe această cale se procedează direct la determinarea unor elemente dimensionale ale corpului perturbant, în ipoteza că acesta are o formă geometrică simplă, avînd la bază curba zecimală a anomaliei cartate şi alegînd în prealabil valoarea contrastului de proprietăţi fizice ca cel mai probabil. Metoda aceasta este limitată în aplicare numai la anomaliile gravimetrice care au o morfologie simplă şi sînt practic simetrice fie izometrice (produse de distribuţii de masă asimilabile cu o sferă), fie foarte alungite (produse de distribuţii de masă asimilabile cu un cilindru orizontal infinit).

Prima operaţie care trebuie făcută este construirea curbei zecimale, prin împărţirea valorilor Δg prin valoarea Δg_{max} din apexul anomaliei, avînd grijă ca linia de zero a anomaliei să fie trasată cît mai corect. În modul acesta se elimină automat dependenţa anomaliei de contrastul de densitate. Se măsoară lăţimile d_i ale curbei zecimale la ordonatele 0,2; 0,3; 0,4; 0,5; 0,6; 0.7 şi 0,8 şi se înmulţeşte fiecare cu coeficientul de amplificare respectiv.

Tabelul 2

VALOAREA COEFICIENȚILOR DE AMPLIFICARE PENTRU CALCULUL ADÎNCIMII z

Distanța	*Coeficientul de amplificare pentru sferă*	*Coeficientul de amplificare pentru cilindru orizontal infinit*
$d_{0,2}$	0,72	0,50
$d_{0,3}$	0,90	0,66
$d_{0,}$	1,20	0,82
$d_{0,5}$	1,30	1,00
$d_{0,6}$	1,60	1,20
$d_{0,}$	1,90	1,50
$d_{0,8}$	2,40	2.00

Media acestor valori furnizează valoarea medie a adîncimii z_{med} la centru sferei, respectiv al cilindrului orizontal infinit.

Raza sferei se obține din relația

$$R_s = 0{,}33 \cdot \sqrt{\frac{z_{med} \cdot \Delta g_{max}}{\Delta\delta}}, \qquad (260)$$

iar a cilindrului orizontal infinit din relația

$$R_c = 0{,}155 \cdot \sqrt{\frac{z_{med} \cdot \Delta g_{max}}{\Delta\delta}}, \qquad (261)$$

după ce în prealabil a fost aleasă valoarea contrastului de densitate $\Delta\delta$.

Pentru ambele cazuri, adîncimea la creastă (intrarea în corpul perturbant) este dată de relația

$$T = z_{med} - R. \qquad (262)$$

În modul acesta, fie pe baza problemei directe, fie pe baza problemei inverse a potențialului, se ajunge la o imagine geometrică a sursei anomaliei gravimetrice, care reprezintă imaginea stilizată a cauzei geologice. Aceasta,

împreună cu ordinul de mărime al dimensiunilor şi adîncimii sînt de un preţios ajutor în conducerea procesului de interpretare geologică a anomaliilor gravimetrice.

CAPITOLUL XVI

GRAVITATEA ŞI TEORIA IZOSTATICĂ

Valoarea absolută a cîmpului gravităţii la suprafaţa pămîntului, neglijînd efectul de rotaţie care este independent de constituţia internă a acestuia, reprezintă suma a mai multor efecte şi ale căror cauze sînt următoarele:

A. 1. Elevaţia.
 2. Relieful suprafeţei topografice.

B. 1. Relieful stratelor cristale.
 2. Variaţiile de densitate din interiorul pămîntului.

Dacă la valorile măsurate ale cîmpului gravităţii pe suprafaţa pămîntului se aplică reduceri pentru eliminarea efectelor produse de cauzele din categoria *A*, atunci se obţin rezultate satisfăcătoare pentru regiuni mici, puţin întinse, cu privire la distribuţia de masă din pătura superioară a litosferei. Acestea sînt reducerile, la care se adaugă evident reducerea de cîmp normal, care se aplică la valorile cîmpului gravităţii atunci cînd măsurătorile sînt efectuate în scopuri de prospecţiune geologică.

Dacă însă dorim informaţii mai ample cu privire la constituţia internă a pămîntului, atunci va trebui să folosim valorile măsurate ale cîmpului gravităţii pentru regiuni foarte întinse sau chiar pentru întreaga suprafaţă a pămîntului şi, în acest caz, vor trebui eliminate din aceste valori şi efectele din categoria *B*.

Acest lucru se impune, deoarece aplicarea reducerilor numai pentru efectele din categoria *A* conduce la anomalii gravimetrice, care nu pot fi explicate decît printr-o distribuţie neomogenă de masă în interiorul pămîntului. Atenţia asupra anomaliilor gravimetrice produse de distribuţia de masă neomogenă din interiorul pămîntului a fost atrasă încă din anul 1749, cînd Bouguer, făcînd măsurători cu aparatul pendular în Peru, a constatat că atracţia pe care o exercită în realitate catena muntoasă a Anzilor este mai mică decît aceea pe care ar trebui să o producă masa materială a acestor munţi. Ulterior, aceleaşi constatări s-au făcut şi în urma unor măsurători de deviaţie a verticalei efectuate în jurul anului 1850 în India, între Kalianpur şi Kaliana. Pe măsură ce măsurătorile gravimetrice s-au dezvoltat şi înmulţit pe suprafaţa pămîntului, a apărut în mod clar că anomalia cîmpului gravităţii în reducerea Bouguer (care reduce numai efectele din categoria *A*) are

în general valori puternic negative în regiunile muntoase, puternic pozitive în regiunile oceanice şi valori mici (în jurul valorii zero) în regiunile continentale.

Aceste observaţii au condus la concluzia că există o interdependenţă între relieful topografic al suprafeţei pămîntului şi distribuţia de masă din interiorul lui, în sensul că variaţiile de relief ale suprafeţei topografice trebuie să fie compensate prin variaţii de masă în interior, astfel ca final să se realizeze un echilibru general pentru întreaga suprafaţă a pămîntului.

Starea aceasta de echilibru general poartă numele de *izostazie* (termenul a fost introdus de Dutton în 1889) şi trebuie înţeleasă ca o stare de echilibru complet a maselor crustale în raport cu substratul plastic care suportă această crustă. Din capul locului trebuie precizat că nu este cazul să ne aşteptăm ca echilibrul izostatic să fie realizat în orice punct pe suprafaţa pămîntului. Echilibrul izostatic trebuie înţeles ca un echilibru general al crustei în raport cu substratul ei. Diferitele puncte de pe suprafaţa pămîntului sînt subechilibrate sau supraechilibrate izostatic şi aceasta este o situaţie normală; statistic însă, aşa cum arată datele gravimetrice actuale, echilibrul izostatic general este atins, deoarece suma anomaliilor gravimetrice de pe întreaga suprafaţă a pămîntului este practic nulă.

1. IPOTEZE IZOSTATICE

Pentru a explica modul în care distribuţia de masă din interiorul pămîntului realizează echilibrul izostatic, adică compensarea variaţiilor de relief topografic ale suprafeţei acestuia, au fost emise două ipoteze, şi anume:

1.1. **Ipoteza AIRY.** În această ipoteză, crusta terestră este considerată ca reprezentînd o scoarţă solidă, de densitate constantă, care pluteşte pe un substrat plastic de densitate mai mare. Sub zonele muntoase, baza crustei pătrunde mai adînc în substratul plastic (rădăcina), în timp ce sub zonele oceanice baza crustei pătrunde mult mai puţin (antirădăcină).

Ipoteza aceasta este inspirată de o experienţă simplă de fizică (v. fig. 90), după care o serie de bucăţi de cupru, de densitate 8,9 g/cm³, avînd dimensiuni diferite, plutesc într-un vas cu mercur, de densitate 13,6 g/cm³. Ipoteza lui A i r y acordă crustei terestre o grosime variabilă între nivelul mediu al mărilor şi oceanelor şi baza ei, crusta fiind astfel mai groasă în zonele muntoase şi mai subţire în cele oceanice. În felul acesta, variaţiile de relief topografice ale suprafeţei pămîntului sînt compensate prin variaţii în grosime a crustei mai puţin dense decît substratul plastic şi care pluteşte pe aceasta.

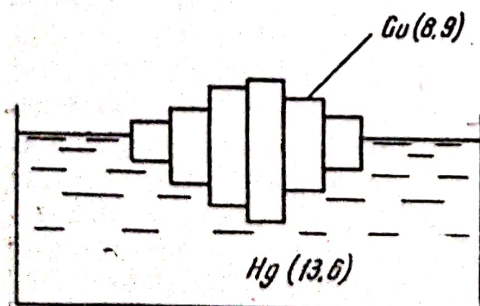


Fig. 90. Experienţa care a inspirat ipoteza izostatică a lui Airy.

Privite prin prisma acestei ipoteze, anomaliile cîmpului gravităţii în reducerea B o u g u e r, care, după cum se ştie, sînt

raportate la suprafaţa de referinţă a elipsoidului geodezic internaţional, devin uşor de explicat, minimele acestei mărimi obţinute în zonele mun-

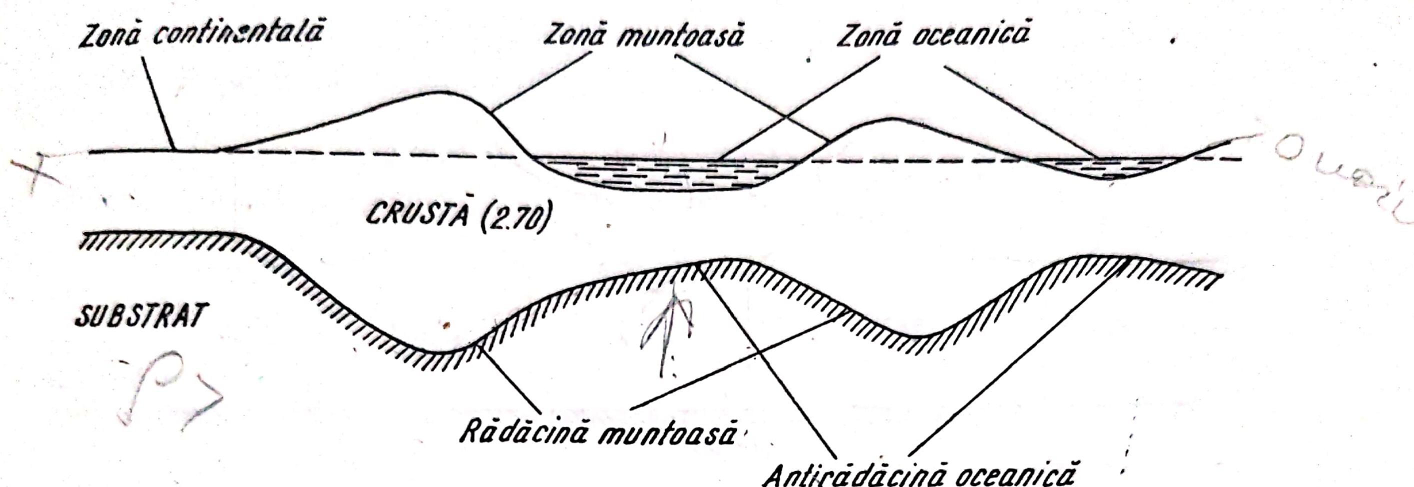


Fig. 91. Schiţă pentru exemplificarea ipotezei lui Airy.

toase fiind datorite îngroşării crustei mai puţin dense în raport cu substratul, iar maximele obţinute în zonele oceanice fiind datorite subţierii acesteia.

1.2. **Ipoteza Pratt.** În această ipoteză, crusta terestră este considerată ca reprezentînd o scoarţă solidă de densitate variabilă, care pluteşte pe un substrat plastic de densitate mai mare.

Crusta terestră este considerată a avea o grosime constantă între nivelul mediu al mărilor şi oceanelor şi baza ei.

Ipoteza aceasta este inspirată de o experienţă simplă de fizică (v. fig. 92), după care o serie de bucăţi de diferite materiale, de densităţi diferite, avînd dimensiuni diferite însă aceeaşi secţiune, plutesc într-un vas cu mercur, de densitate 13,6 g/cm³, mai mare decît a oricărui material folosit.

După ipoteza izostatică a lui P r a t t, variaţiile de relief topografi
ale suprafeţei pămîntului ar atrage după şine variaţii în densitate
blocuri, astfel încît presiunea exercitată de crustă pe suprafat
plastic să fie aceeaşi în orice punct. Astfel, sub zonele munto
cite de masă, din cauza densităţii mici a materialului crusta
oceanice excese de masă din cauza densităţii mai mari a materia
care produc egalarea presiunii pe suprafaţa substratului plastic.

Privite prin prisma ipotezei lui Pratt, anomaliile cîmpului gravităţii în reducerea Bouguer devin uşor de explicat, minimele acestei mărimi obţinute în zonele muntoase fiind datorite deficitelor de masă create de densitatea scăzută a crustei din aceste zone, iar maximele obţinute în zonele oceanice fiind datorite excesele de masă create de densitatea mai ridicată a crustei din aceste zone.



Fig. 92. Exp
izostatică a lu

raportate la suprafaţa de referinţă a elipsoidului geodezic internaţional, devin uşor de explicat, minimele acestei mărimi obţinute în zonele mun-

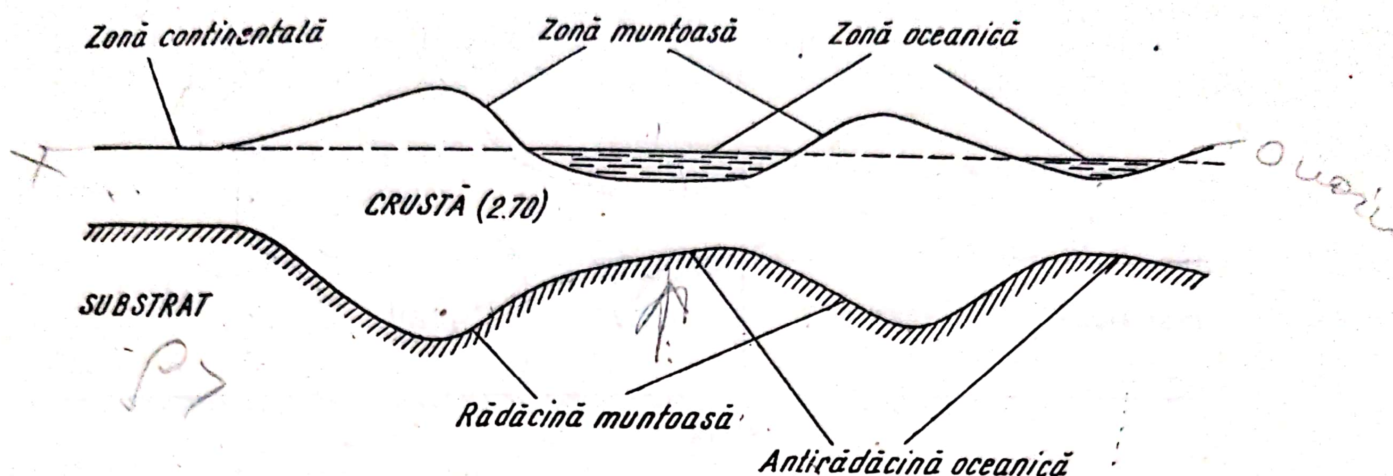


Fig. 91. Schiţă pentru exemplificarea ipotezei lui Airy.

toase fiind datorite îngroşării crustei mai puţin dense în raport cu substratul, iar maximele obţinute în zonele oceanice fiind datorite subţierii acesteia.

1.2. **Ipoteza Pratt.** În această ipoteză, crusta terestră este considerată ca reprezentînd o scoarţă solidă de densitate variabilă, care pluteşte pe un substrat plastic de densitate mai mare.

Crusta terestră este considerată a avea o grosime constantă între nivelul mediu al mărilor şi oceanelor şi baza ei.

Ipoteza aceasta este inspirată de o experienţă simplă de fizică (v. fig. 92), după care o serie de bucăţi de diferite materiale, de densităţi diferite, avînd dimensiuni diferite însă aceeaşi secţiune, plutesc într-un vas cu mercur, de densitate 13,6 g/cm^3, mai mare decît a oricărui material folosit.

După ipoteza izostatică a lui P r a t t, variaţiile de relief topografic ale suprafeţei pămîntului ar atrage după sine variaţii în densitatea diferitelor blocuri, astfel încît presiunea exercitată de crustă pe suprafaţa substratului plastic să fie aceeaşi în orice punct. Astfel, sub zonele muntoase există deficite de masă, din cauza densităţii mici a materialului crustal, iar sub cele oceanice excese de masă din cauza densităţii mai mari a materialului crustal, care produc egalarea presiunii pe suprafaţa substratului plastic.

Privite prin prisma ipotezei lui Pratt, anomaliile cîmpului gravităţii în reducerea Bouguer devin uşor de explicat, minimele acestei mărimi obţinute în zonele muntoase fiind datorite deficitelor de masă create de densitatea scăzută a crustei din aceste zone, iar maximele obţinute în zonele oceanice fiind datorite exceselor de masă create de densitatea mai ridicată a crustei din aceste zone.

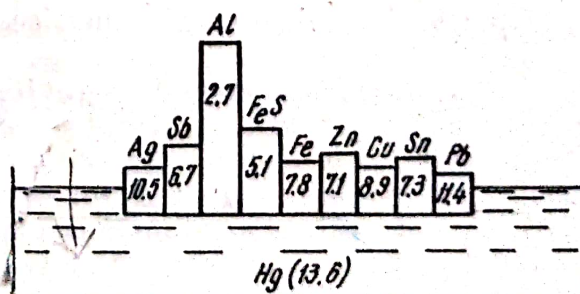


Fig. 92. Experienţă care a inspirat ipoteza izostatică a lui Pratt.

După cum se poate remarca din cele de mai sus, ambele ipoteze izostatice prezentate justifică, printr-o imagine adecvată a constituţiei crustei terestre, datele gravimetrice de observaţie.

Datele seismice recente au arătat o scădere a vitezei de propagare a undelor elastice sub zonele muntoase şi o creştere a valorii acesteia sub zonele oceanice.

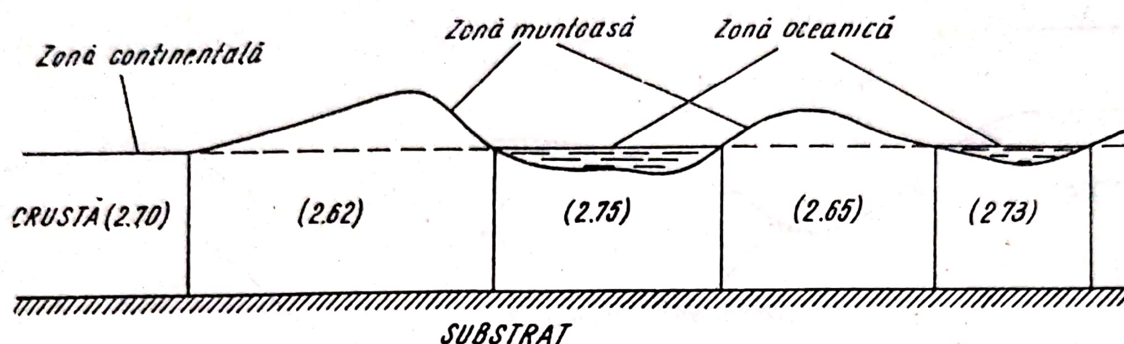


Fig. 93. Schiţă pentru exemplificarea ipotezei lui Pratt.

Aceasta, împreună cu alte informaţii seismice, ca, de pildă, grosimea diferită a crustei terestre în diverse regiuni pe suprafaţa pămîntului, par a arăta că ipoteza izostatică a lui Airy este mai aproape de realitate. Ipoteza lui Pratt are însă marele avantaj că este mult mai comodă în aplicare, datorită modului de calcul mai uşor.

În momentul de faţă se aplică în mod obişnuit ambele ipoteze în studiile izostatice; dacă se face acest studiu numai într-o ipoteză, atunci ipoteza lui Airy este obligatorie.

Problema echilibrării izostatice a crustei pămîntului pe substratul plastic care o suportă a fost ridicată, aşa cum s-a văzut, de datele gravimetrice.

2. TIPURI DE ANOMALII GRAVIMETRICE FOLOSITE ÎN STUDII DE IZOSTAZIE

Pentru studiul echilibrului izostatic al crustei pămîntului se folosesc în mod obişnuit trei tipuri de anomalii gravimetrice. Cum toate trei reflectă într-un mod diferit situaţia echilibrului izostatic, este recomandabil ca un studiu complet să fie făcut pe baza tuturor acestor tipuri de anomalii.

Tipurile de anomalii gravimetrice sînt următoarele:

2.1. **Anomalia cîmpului gravităţii în reducerea Bouguer.** Acest tip de anomalie a fost prezentat în capitolul XIV şi reprezintă abaterea valorii măsurate a cîmpului gravităţii şi reduse pe elipsoidul geodezic de referinţă (prin eliminarea efectului de aer liber, Bouguer şi a efectului de relief), faţă de valoarea normală a cîmpului gravităţii în acelaşi punct pe elipsoidul geodezic de referinţă. Valoarea acestei anomalii este dată de relaţia (215), pe care o retranscriem mai jos

$$\Delta g_0'' = g + R_F + R_B + R_r - \gamma_0. \qquad (263)$$

După cum se poate remarca din cele de mai sus, ambele ipoteze izostatice prezentate justifică, printr-o imagine adecvată a constituţiei crustei terestre, datele gravimetrice de observaţie.

Datele seismice recente au arătat o scădere a vitezei de propagare a undelor elastice sub zonele muntoase şi o creştere a valorii acesteia sub zonele oceanice.

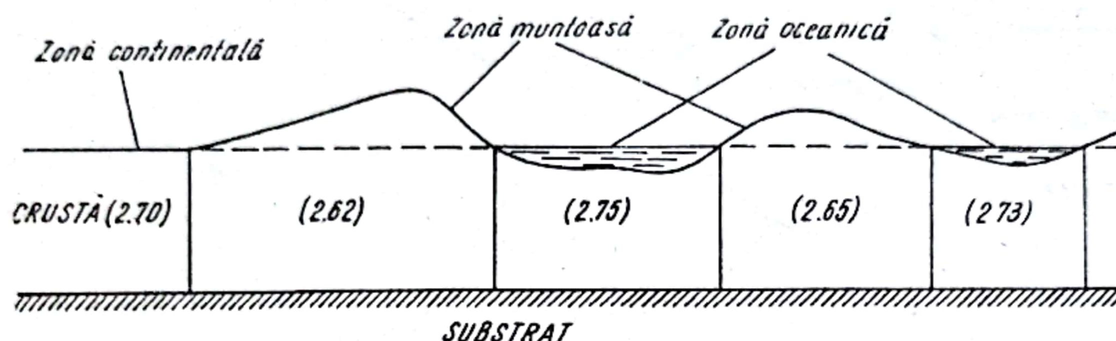


Fig. 93. Schiţă pentru exemplificarea ipotezei lui Pratt.

Aceasta, împreună cu alte informaţii seismice, ca, de pildă, grosimea diferită a crustei terestre în diverse regiuni pe suprafaţa pămîntului, par a arăta că ipoteza izostatică a lui Airy este mai aproape de realitate. Ipoteza lui Pratt are însă marele avantaj că este mult mai comodă în aplicare, datorită modului de calcul mai uşor.

În momentul de faţă se aplică în mod obişnuit ambele ipoteze în studiile izostatice; dacă se face acest studiu numai într-o ipoteză, atunci ipoteza lui Airy este obligatorie.

Problema echilibrării izostatice a crustei pămîntului pe substratul plastic care o suportă a fost ridicată, aşa cum s-a văzut, de datele gravimetrice.

2. TIPURI DE ANOMALII GRAVIMETRICE FOLOSITE ÎN STUDII DE IZOSTAZIE

Pentru studiul echilibrului izostatic al crustei pămîntului se folosesc în mod obişnuit trei tipuri de anomalii gravimetrice. Cum toate trei reflectă într-un mod diferit situaţia echilibrului izostatic, este recomandabil ca un studiu complet să fie făcut pe baza tuturor acestor tipuri de anomalii.

Tipurile de anomalii gravimetrice sînt următoarele:

2.1. Anomalia cîmpului gravităţii în reducerea Bouguer. Acest tip de anomalie a fost prezentat în capitolul XIV şi reprezintă abaterea valorii măsurate a cîmpului gravităţii şi reduse pe elipsoidul geodezic de referinţă (prin eliminarea efectului de aer liber, Bouguer şi a efectului de relief), faţă de valoarea normală a cîmpului gravităţii în acelaşi punct pe elipsoidul geodezic de referinţă. Valoarea acestei anomalii este dată de relaţia (215), pe care o retranscriem mai jos.

$$\Delta g_0'' = g + R_F + R_B + R_r - \gamma_0. \tag{263}$$

Valoarea zero a acestei anomalii într-o regiune muntoasă sau oceanică arată lipsa realizării echilibrului izostatic. Existenţa echilibrului izostatic se manifestă în mărimea anomaliei cîmpului gravităţii în reducerea Bouguer prin valori negative în zonele muntoase, pozitive în zonele oceanice şi practic nule în zonele continentale.

2.2. **Anomalia cîmpului gravităţii în reducerea Faye.** Valoarea acestei anomalii este dată de relaţia

$$\Delta g_0 = g + R_F - \gamma_0. \tag{264}$$

După cum se poate remarca, această anomalie reprezintă abaterea valorii măsurate a cîmpului gravităţii redusă pe elipsoidul geodezic de referinţă (numai prin eliminarea efectului de aer liber), faţă de valoarea normală a cîmpului gravităţii în acelaşi punct pe elipsoidul geodezic de referinţă.

Valoarea zero a acestei anomalii în orice regiune, indiferent de caracterul morfologic al acesteia, arată că echilibrul izostatic este aproape perfect realizat. Pentru ca echilibrul izostatic să fie perfect realizat, trebuie ca valoarea acestei anomalii să fie uşor diferită de zero, într-un sens sau în altul, după cum este densitatea coloanelor crustale adiacente.

2.3. **Anomalia izostatică a cîmpului gravităţii.** Valoarea acestei anomalii este dată de relaţia

$$\Delta g_i = g + R_F + R_B + R_r - \gamma_0 + I = \Delta g_0'' + I, \tag{265}$$

în care I reprezintă reducerea izostatică, adică o reducere care caută să compenseze variaţiile de relief ale crustei terestre fie prin variaţii în grosime a acesteia (ipoteza Airy), fie prin variaţii de densitate a ei (ipoteza Pratt).

Valoarea zero a anomaliei izostatice într-o regiune oarecare arată că echilibrul izostatic este perfect realizat în acea regiune. Valorile pozitive ale anomaliei izostatice arată prezenţa unei subcompensări, iar cele negative ale unei supracompensări izostatice.

Calculul reducerii izostatice I este destul de anevoios de făcut. Pentru o mai bună înţelegere vom prezenta în linii mari modul de calcul a acestei reduceri după ipoteza Pratt, care este ceva mai simplu de executat.

Crusta terestră este împărţită prin meridiane şi paralele în compartimente de forma unor trapeze curbe pînă la antipodul staţiei (punctul de calcul şi antipodul lui fiind puncte în care toate meridianele se întîlnesc). În fiecare compartiment este determinată densitatea medie a crustei (pentru întreg volumul cuprins între suprafaţa topografică şi baza crustei, corespunzînd suprafeţii de compensare izostatică), punînd condiţia ca presiunea pe suprafaţa de compensare izostatică să fie aceeaşi. În prealabil, pentru fiecare compartiment este determinată o înălţime medie a reliefului topografic. Rezultă că densităţile medii ale compartimentelor vor fi mai mici pentru cele cu înălţimea medie mai mare, şi invers.

Pentru fiecare compartiment este calculat apoi efectul de atracţie pe care acesta îl exercită în punctul pentru care se face calculul, suma atracţiilor tuturor compartimentelor crustei reprezentînd reducerea izostatică I.

12—1660

Valoarea lui *I* este pozitivă în zonele muntoase şi negativă în cele oceanice, dacă echilibrul izostatic este realizat sau aproape realizat.

Adîncimea la care se găseşte suprafaţa de compensare izostatică, în ipoteza P r a t t , a fost determinată prin încercări, ca fiind aceea care produce cea mai mică anomalie izostatică medie pe suprafaţa pămîntului. Valoarea obţinută în acest mod a fost 113,7 km şi aceasta este folosită în calculul reducerilor izostatice în ipoteza P r a t t.

3. CONCLUZII CARE APAR DIN STUDIILE IZOSTATICE

Studiile privind situaţia echilibrului izostatic al crustei pămîntului în raport cu substratul plastic care o suportă, efectuate pînă în prezent, permit să se tragă unele concluzii generale, şi anume:

— În general, continentele se apropie de starea de echilibru izostatic perfect. Continentul american (de nord) prezintă o anomalie izostatică de cîţiva miligali numai şi este aproape perfect compensat, în afară de coasta Oceanului Pacific, de-a lungul căreia este prezentă o anomalie de —20 mgal, care ar putea fi exemplificată prin eroziunea puternică a zonei de coastă care a deranjat echilibrul izostatic existent iniţial.

— Oceanele deschise sînt şi ele practic în echilibru izostatic, cu excepţia Oceanului Indian, care prezintă o anomalie de —20 mgal.

— Cele mai intense anomalii izostatice negative, atingînd —200 mgal, se găsesc situate de-a lungul gropilor oceanice din vestul şi estul Indiei şi au fost interpretate ca fiind datorite unor pene de material crustal care pătrund adînc în substratul plastic.

— Cele mai intense anomalii izostatice pozitive se găsesc amplasate în insulele mari, de exemplu +100 mgal în insula Cipru, +70 mgal în insula Oahu etc.

După cum se poate remarca, crusta terestră nu se găseşte în echilibru izostatic în orice punct al ei; echilibrul izostatic este atins din punct de vedere general, adică întreaga crustă faţă de substratul plastic.

4. EXEMPLE DE ANOMALII IZOSTATICE

În cele ce urmează vom da cîteva exemple de anomalii izostatice şi de modul în care sînt interpretate acestea.

4.1. Anomalia izostatică în zona centrală a Carpaţilor vestici slovaci. Carpaţii vestici slovaci în zona centrală sînt caracterizaţi prin următoarele unităţi geologice principale:

— zona externă, constituită din depozite de fliş caracterizate prin gresii şi argile, avînd o densitate medie de 2,35—2,40 g/cm³;

— zona mediană, constituită din argile, cu o densitate de 2,35 g/cm³;

— zona Carpaţilor centrali, formată din cristalin cu injecţiuni de granite paleozoice, avînd o densitate medie de 2,75 g/cm³; masele cristaline suportă depozite sedimentare de vîrstă mezozoică; întreaga structură este împinsă către nord sub formă de pînze, constituite din calcare cu densitatea medie de 2,30—2,50 g/cm³;

— zona depresiunii carpatice interne, cu sedimente avînd o densitate medie de 2,35 g/cm³.

În figura 94 este reprodusă, după Vàlek[1], anomalia cîmpului gravităţii în reducerea Bouguer pentru zona centrală a Carpaţilor vestici slovaci. După cum se poate constata, această mărime gravimetrică prezintă un minim puternic, al cărui ax corespunde liniei crestelor înalte ale Munţilor Tatra Mare şi Tatra Mică, adică în zona de roci cristalino-eruptive mai dense şi nicidecum în zona externă, acolo unde densitatea rocilor este mult mai mică.

Aceasta arată că anomalia cîmpului gravităţii în reducerea Bouguer îşi are originea în cauze profunde, nu în repartiţia de masă de la suprafaţă sau din imediata vecinătate a suprafeţei.

În figura 95 este reprodusă anomalia izostatică în aceeaşi regiune. Aplicarea reducerilor izostatice nu modifică sensibil aspectul anomaliei gravimetrice, avînd ca urmare numai o nivelare regională a valorilor.

Prin aceasta este confirmată ipoteza sugerată de anomalia cîmpului gravităţii în reducerea B o u g u e r că sub Munţii Tatra sînt prezente mase de roci cu densitate mică.

4.2. **Anomalia izostatică în Republica Populară Romînă.** În figura 96 este prezentaţă imaginea anomaliei izostatice în R.P.R., calculată în ipoteza A i r y, cu grosimea medie a crustei (sial) de 30 km, reprodusă după M. Socolescu şi colaboratori[2].

După cum se poate remarca, imaginea anomaliei izostatice pune în evidenţă orientarea axelor anomale produse de masele subcrustale, sensibil paralele cu direcţia generală a arcului carpatic. Această situaţie sugerează din capul locului ideea că acest lanţ muntos, cel puţin pe teritoriul ţării noastre, este intim legat de structura de adîncime a scoarţei terestre.

În exteriorul arcului carpatic este prezentă o puternică linie de minim a anomaliei izostatice, cu o ramificaţie secundară în zona depresiunii predobrogene, ce indică o îngroşare a maselor sialice în dauna celor subsialice care se retrag în adîncime. În interiorul arcului carpatic este prezentă o puter-

---

[1] V à l e k R o t i s l a v, *Gravimetrická měřeni ve středni části slovenských Karpat a jejich interpretace*, Geofysikàlni Sbornik, 1955, p. 49—92.

[2] S o c o l e s c u M., B i ş i r D., P o p o v i c i D. şi V i s a r i o n M., *Corecţii izostatice în R.P.R.*, Studii şi cercetări de fizică, V, 1—2, 1954, p. 91—94.

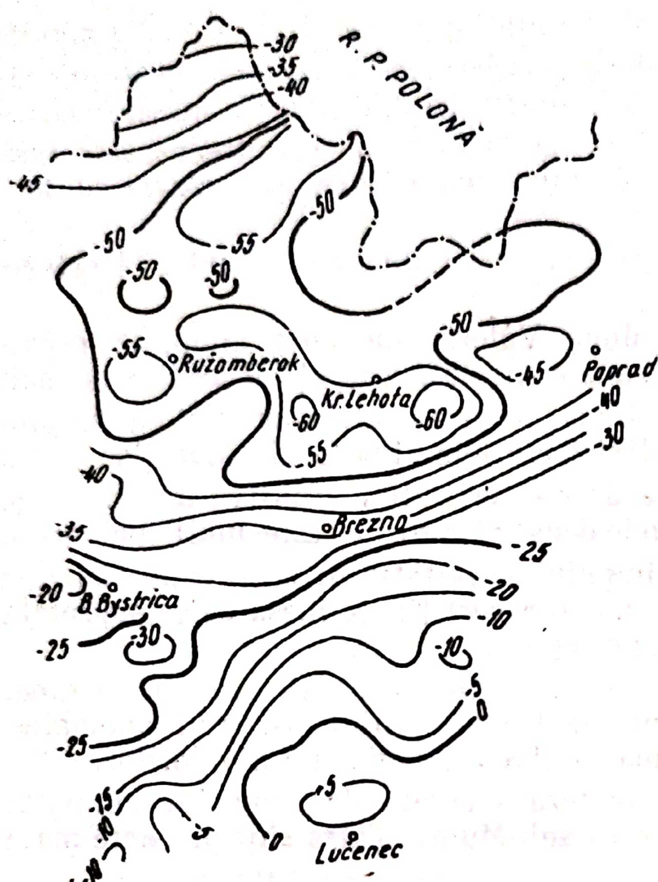


Fig. 94. Anomalia cîmpului gravităţii în reducerea Bouguer pentru zona centrală a Carpaţilor vestici slovaci.

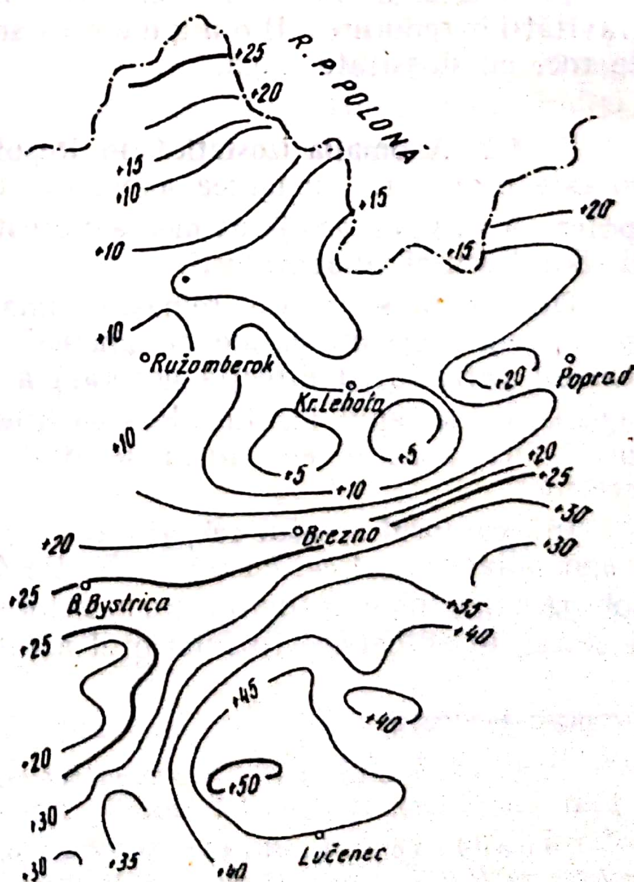


Fig. 95. Anomalia izostatică pentru zona centrală a Carpaţilor vestici slovaci.

nică linie de maxim a anomaliei izostatice, paralelă cu precedenta, care trebuie pusă pe seama subţierii maselor sialice şi a avansării către suprafaţă a maselor subsialice.

În Transilvania de vest apare o a doua linie de minim a anomaliei izostatice, indicînd o altă zonă de îngroşare a maselor sialice.

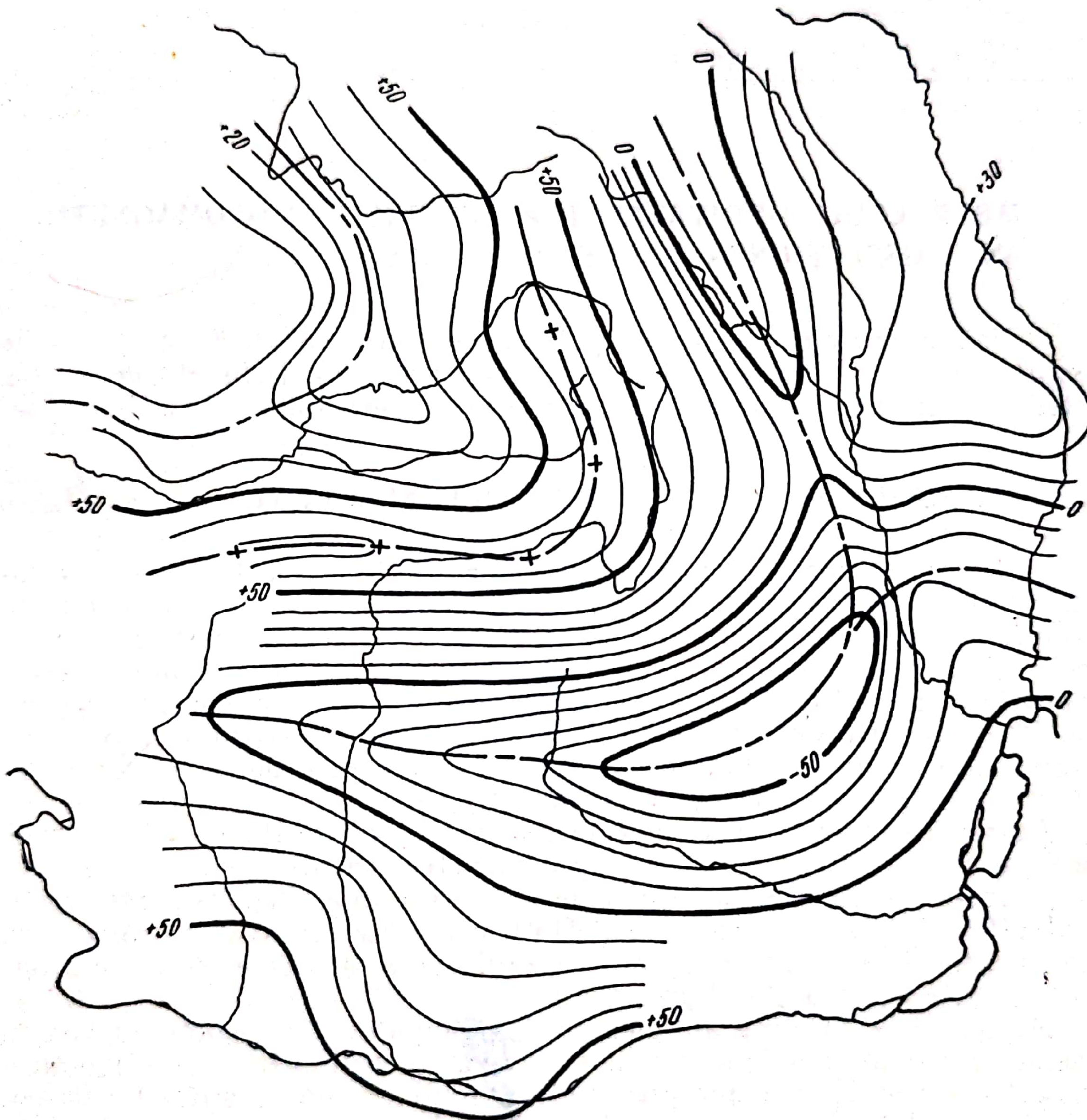


Fig. 96. Anomalia izostatică în Republica Populară Romînă.

Aceste date au condus pe autori la ideia că lanţul carpatic pe teritoriul ţării noastre este situat deasupra unei trepte sau a unei flexuri a maselor subsialice, structură de care pare intim legat.

Din exemplele de mai sus apare clar interesul pe care îl prezintă studiile izostatice pentru lămurirea structurii de adîncime a crustei terestre şi a relaţiilor acesteia cu structura geologică de suprafaţă.

CAPITOLUL XVII

METROLOGIA DERIVATELOR POTENŢIALULUI GEOMAGNETIC ÎN PROSPECŢIUNEA MAGNETOMETRICĂ

Măsurarea elementelor cîmpului geomagnetic poate fi efectuată fie *absolut*, fie *relativ*, după obiectivul pe care îl urmărim. În funcţie de aceasta metodica şi tehnica de lucru, ca şi aparatura care este folosită, va fi diferită.

1. MĂSURĂTORI GEOMAGNETICE ABSOLUTE

Scopul măsurătorilor geomagnetice absolute este determinarea valorilor absolute ale elementelor cîmpului geomagnetic T în diferite puncte pe suprafaţa pămîntului. În mod obişnuit se determină elementele D, H şi I. Declinaţia D a cîmpului geomagnetic se determină cu ajutorul unui teodolit magnetic şi a unui declinometru; pentru determinarea componentei orizontale H se foloseşte un teodolit magnetic, declinometru, căsuţa de oscilaţie cu magnetul oscilant şi braţele de deviaţie, iar pentru determinarea înclinaţiei I fie un înclinometru, fie un inductor terestru.

Aparatura indicată mai sus este cea mai larg folosită în măsurătorile absolute ale elementelor cîmpului geomagnetic. În ultimii ani au apărut însă aparate pentru măsurarea pe cale relativă a valorii componentei verticale (BMZ) şi a acelei orizontale (QHM), care prezintă avantaje mai mari faţă de cele de mai sus atît sub aspectul rapidităţii de efectuare a determinărilor cît şi sub acela al preciziei [1].

Măsurătorile absolute ale elementelor cîmpului geomagnetic ocupă în general un volum mic din volumul total al măsurătorilor geomagnetice. Cunoaşterea acestor elemente prezintă mai mult un interes ştiinţific şi geologic general, fiind în mică măsură legat de geologia economică. În linii mari, aceste măsurători servesc pe patru direcţii deosebite, şi anume:

a) stabilirea distribuţiei cîmpului geomagnetic normal (T_0) pe baza valorilor cîmpului geomagnetic măsurat (T) în regiuni lipsite de anomalii magnetice importante sau, în cazul ideal, lipsite de astfel de anomalii;

---

[1] Pentru o informare mai completă se poate consulta lucrarea: L. Constantinescu, *Curs de geomagnetism şi prospecţiuni magnetice* vol. I. Bucureşti, 1961.

b) stabilirea distribuției valorilor cîmpului geomagnetic pe suprafața pămîntului pentru determinarea originii lui și cunoașterea mai completă a structurii și compoziției pămîntului;

c) determinarea variațiilor în timp a cîmpului geomagnetic, îndeosebi a celor cu perioadă mare (variații seculare);

d) în mod particular, cunoașterea distribuției declinației cîmpului geomagnetic la suprafața pămîntului este de interes deosebit în unele probleme de topografie, geodezie, artilerie și navigație aeriană sau marină, adică în toate sectoarele de activitate în care se folosește ca instrument de orientare busola.

2. MĂSURĂTORI GEOMAGNETICE RELATIVE

Măsurătorile relative ocupă locul cel mai mare din totalul măsurătorilor geomagnetice și se efectuează aproape în exclusivitate în scopuri de prospecțiune. Ele constau din determinarea variațiilor elementelor cîmpului geomagnetic (componenta verticală ΔZ și componenta orizontală ΔH) sau chiar a variațiilor cîmpului geomagnetic (ΔT), a căror cauză este prezența de roci sau minerale cu proprietăți magnetice diferite de a rocilor înconjurătoare, și care sînt cantonate în pătura superioară a litosferei. Cunoașterea anomaliilor acestor mărimi prezintă un interes deosebit în problemele geologice fie pentru descifrarea structurii geologice ascunse, fie pentru descoperirea de zăcăminte de minerale utile.

2.1. **Componenta verticală ΔZ.** Pentru determinarea valorilor relative ale componentei verticale a cîmpului geomagnetic se folosește magnetometrul vertical.

Magnetometrul vertical de tipul cel mai larg folosit (balanță magnetică A. Schmidt) conține un sistem magnetic constînd din doi magneți paraleli, în formă de lamă, identici ca mărime, fixați lateral de un bloc central de formă paralelipipedică și care suportă la partea superioară o oglindă circulară așezată orizontal. Sistemul are un cuțit de cuarț de forma unei prisme triunghiulare, cu una din muchii ascuțită, care permite oscilația sistemului magnetic în jurul unei axe orizontale (corespunzătoare acestei muchii a cuțitului). Oscilația are loc pe două lagăre de cuarț, fixate la pereții interiori ai casetei aparatului. Două tije, cu ghivent și piuliță, situate orizontal între cele două lame magnetice, de diametru diferit și fixate la blocul central, servesc ca autocompensator al variațiilor de

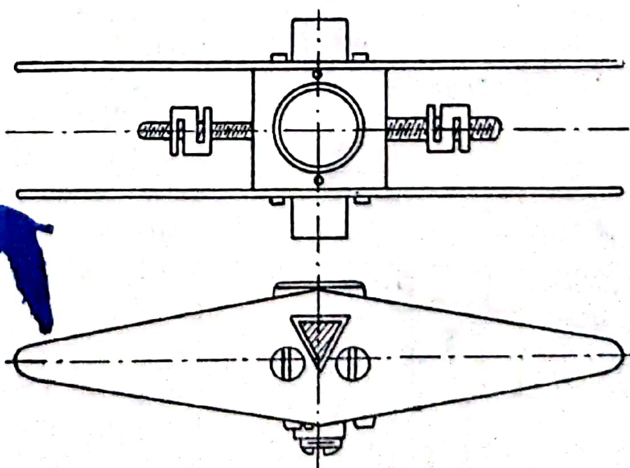


Fig. 97. Sistemul magnetic pentru magnetometru vertical.

temperatură. O piuliţă la partea inferioară a blocului permite, prin modificarea poziţiei centrului de greutate al sistemului magnetic, să se poată modifica sensibilitatea acestuia (v. fig. 97).

Axa magnetică a sistemului magnetic este orizontală.

Sistemul magnetic, împreună cu cele două lagăre de cuarţ, este montat într-o casetă de formă paralelipipedică sau cilindrică cu pereţii izolaţi din punct de vedere termic (cu plută), care mai conţine dispozitivele de manipulare şi blocare a sistemului magnetic atunci cînd nu se efectuează măsurători, dispozitivul optic pentru determinarea deviaţiilor sistemului magnetic în raport cu o scară fixă, precum şi termometrul indicator al temperaturii din interiorul casetei şi nivelurile necesare orizontalizării aparatului.

Magnetometrul vertical mai are, în afară de caseta aparatului descrisă mai sus, un tripied cu un limb orizontal, prevăzut cu locaşuri, şi un dispozitiv de fixare a casetei, precum şi trei şuruburi de calare, cu ajutorul cărora se realizează orizontalizarea aparatului. De asemenea, o busolă care serveşte la orientarea sistemului magnetic.

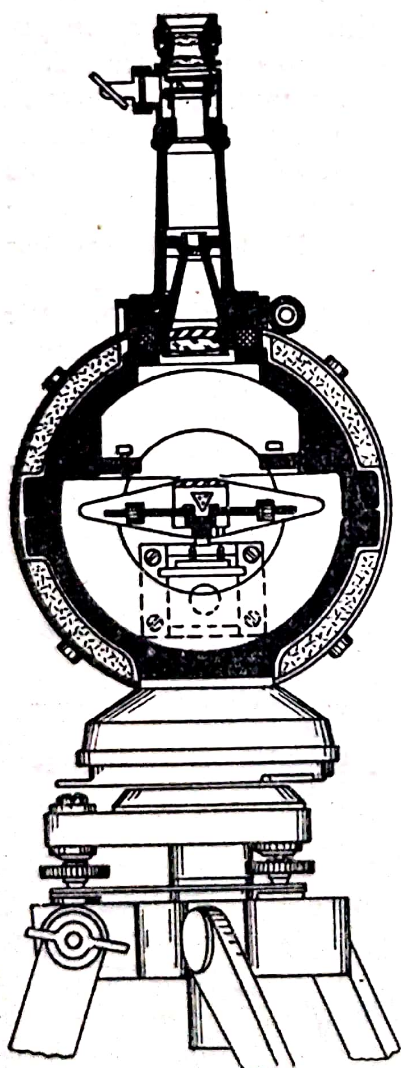


Fig. 98. Secţiune prin magnetometrul vertical.

În figura 98 este reprezentat magnetometrul vertical în secţiune, cu caseta aparatului montată pe tripied pentru efectuarea unei măsurători.

Pentru efectuarea unei măsurători cu acest aparat se procedează în modul următor: Se aşază în punctul de măsurare trepiedul, înfigîndu-i-se în pămînt picioarele pentru a asigura o stabilitate cît mai mare aparatului. Apoi se ajustează lungimea picioarelor trepiedului pînă cînd limbul orizontal de la partea lui superioară devine orizontal (orizontalitatea limbului este indicată de poziţia la centru a unei nivele sferice fixată pe acesta).

Se aşază pe limbul orizontal busola în poziţia fixă a ei, se roteşte limbul pînă cînd vîrful *N* al acului magnetic indică diviziunea 90° (sau 270°) după busolă şi se fixează în această poziţie limbul trepiedului. Această operaţie este necesară, deoarece, la o determinare a valorii relative a componentei verticale ΔZ, axul sistemului magnetic trebuie să fie perpendicular pe direcţia meridianului geomagnetic. În acest caz, componenta orizontală a cîmpului geomagnetic este nulă şi asupra sistemului magnetic acţionează numai componenta verticală a cîmpului geomagnetic şi cîmpul gravităţii. Sub acţiunea acestor ultime două forţe, sistemul magnetic se va aşeza în

poziţia de echilibru. În funcţie de valoarea componentei verticale, poziţia de echilibru a sistemului magnetic va fi diferită de la un punct la altul pe suprafaţa pămîntului.

Pentru determinarea poziţiei de echilibru într-un punct oarecare se foloseşte un dispozitiv optic fixat la caseta aparatului, compus dintr-o lunetă de citire, o scară gradată şi un reper reflectat de oglinda situată pe blocul de solidarizare al sistemului magnetic. În modul acesta, rezultatul unei măsurători este un număr de diviziuni de scară, furnizat de citirea poziţiei reperului pe scara gradată la poziţia de echilibru a sistemului magnetic.

Pentru asigurarea unei precizii cît mai ridicate se fac în total minimum şase astfel de măsurători, trei în poziţia directă şi trei după o prealabilă rotire a casetei aparatului la un unghi de 180° (sistemul magnetic va fi deci orientat atît pe direcţia **E—V** cît şi pe direcţia **V—E**).

Dacă citirile pe fiecare direcţie diferă între ele cu mai puţin de 0,2 diviziuni de scară şi între cele două direcţii nu există diferenţe la citiri mai mari de cîteva diviziuni de scară (5—6 div.), atunci se consideră că acestea sînt suficient de grupate pentru a determina o medie satisfăcătoare, care va reprezenta citirea la poziţia de echilibru în staţia respectivă.

Relaţia între componenta verticală Z_r a cîmpului geomagnetic şi citirea medie S într-un punct oarecare, este o relaţie liniară de tipul

$$Z_r = K \cdot S, \tag{266}$$

în care K este constanta de transformare a diviziunilor de scară în unităţi de cîmp magnetic sau „valoarea de scară" şi se exprimă în γ/div. de scară. Valoarea de scară se stabileşte periodic la fiecare magnetometru vertical pe baza deviaţiilor sistemului magnetic, produse de variaţiile cunoscute ale unui cîmp magnetic creat de o bobină H e l m h o l z sau de magneţi auxiliari cu moment magnetic cunoscut.

Pentru diferite scopuri de prospecţiune magnetometrică au fost construite magnetometre verticale cu valoare de scară de 10 γ/div. de scară sau de 30 γ/div. de scară. Precizia obţinută în mod practic cu magnetometrul vertical în determinarea valorii ΔZ este de circa $\pm$ 10γ, însă cu precauţii speciale în tehnica de lucru, ea poate fi simţitor îmbunătăţită.

Prospecţiunea *magnetometrică* se efectuează într-un mod asemănător cu cea *gravimetrică*, urmărindu-se în mod analog determinarea valorilor relative ale componentei verticale a cîmpului geomagnetic într-un sistem unitar de puncte, care să acopere cît mai uniform posibil suprafaţa care trebuie cercetată. Pentru aceasta, punctele de măsurare sînt situate fie pe profiluri, fie destul de frecvent în reţea geometrică de pătrate sau dreptunghiuri. Analogia cu prospecţiunea gravimetrică merge mai departe şi la caracterul lucrărilor, deosebindu-se în general:

— prospecţiuni magnetometrice regionale, cu o densitate de acoperire de 0,5—1,0 staţii/km², care se efectuează în scopul descifrării elementelor geologice structurale ascunse;

— prospecţiuni magnetometrice de detalii, cu o densitate de acoperire mai mare ca 1 staţie/0,0025 km² sau 400 staţii/1 km², care se efectuează în probleme economico-miniere, îndeosebi pentru descoperirea zăcămintelor de fier.

Măsurătorile magnetice, ca şi cele gravimetrice, se execută pe grupe sau cicluri de staţii. Singura deosebire în legătură cu aceasta este că, în prospecţiunea magnetometrică, staţia de plecare a tuturor ciclurilor este o staţie de bază unică pentru lucrarea respectivă (în cazurile în care regiunea de prospectat este mare, se folosesc mai multe baze secundare sau baze de control în afară de staţia unică de bază, acestea însă rămîn cu un caracter ajutător), care reprezintă şi baza de calcul a tuturor valorilor relative a componentei verticale a cîmpului geomagnetic. În modul acesta, valoarea relativă a componentei verticale ΔZ raportată la baza unică de calcul va fi dată de relaţia:

$$\Delta Z = K \cdot (S - S_0), \tag{267}$$

în care S şi S_0 reprezintă citirea medie într-o staţie oarecare, respectiv în staţia unică de bază a lucrării.

Valorile brute ale componentei verticale a cîmpului geomagnetic, determinată în diferite puncte de măsurare cu ajutorul relaţiei (267), trebuie eliberate de o serie de influenţe (pe care le conţin) ce alterează efectele elementelor geologice din subsol şi care singure constituie obiectivul prospecţiunii magnetometrice. Dintre acestea, cele mai importante sînt:

— Efectul variaţiei temperaturii interioare a aparatului în timpul măsurătorilor. În general, aşa cum s-a specificat mai sus, sistemul magnetic este autocompensat la variaţiile de temperatură, adică variaţiile momentului magnetic al sistemului cu temperatură sînt egale sau aproape egale cu variaţiile de moment mecanic, produse prin dilatarea neuniformă a celor două tije cu diametru diferit şi confecţionate din materiale diferite, şi respectiv prin deplasarea diferită a piuliţelor fixate la capetele acestora. Dacă autocompensarea nu funcţionează în bune condiţii sau dacă sistemul magnetic nu este autocompensat (caz general la magnetometrele de modele mai vechi), atunci trebuie aplicată o corecţie de temperatură. Această corecţie de temperatură se determină experimental (efectuînd măsurători în acelaşi punct cu magnetometrul la diferite temperaturi, de preferinţă într-o cameră de laborator cu temperatură reglabilă) şi se aplică dacă variaţiile valorilor măsurate cu temperatura depăşesc 1 γ/1°C.

— Efectul variaţiei diurne a cîmpului geomagnetic. Pentru eliminarea acestui efect se aplică o corecţie de variaţie diurnă pe baza variaţiei componentei verticale a cîmpului geomagnetic din ziua respectivă stabilită fie de pe o magnetogramă de la un Observator geomagnetic sau de la un magnetometru înregistrator de teren, fie prin determinarea directă a acesteia în staţia de bază, cu un magnetometru vertical prin citiri repetate la intervale mici de timp (10—20 min).

2.2. **Componenta orizontală** ΔH. Pentru determinarea valorilor relative ale componentei orizontale a cîmpului geomagnetic se foloseşte magnetometrul orizontal. Magnetometrul orizontal nu diferă în principiu de cel vertical, cu singura deosebire că are sistemul magnetic construit în mod diferit. La acesta, poziţia celor două lame magnetice este verticală, creînd astfel o axă magnetică verticală pentru sistemul magnetic (v. fig. 99).

Magnetometrul orizontal se așază întotdeauna în timpul măsurătorilor cu axa sistemului magnetic pe direcția meridianului geomagnetic (orientarea limbului orizontal al trepiedului cu busola se face fixînd vîrful N al acului magnetic al acesteia pe diviziunea 0° sau 180°). În modul acesta, sistemul magnetic va fi supus acțiunii a trei forțe, și anume: componenta orizontală a cîmpului geomagnetic, componenta verticală a acestuia și cîmpul gravității. De aceea, calculul valorii relative a componentei orizontale este ceva mai complicat decît al acelei verticale și presupune cunoașterea în punctele respective a valorii componentei verticale a cîmpului geomagnetic.

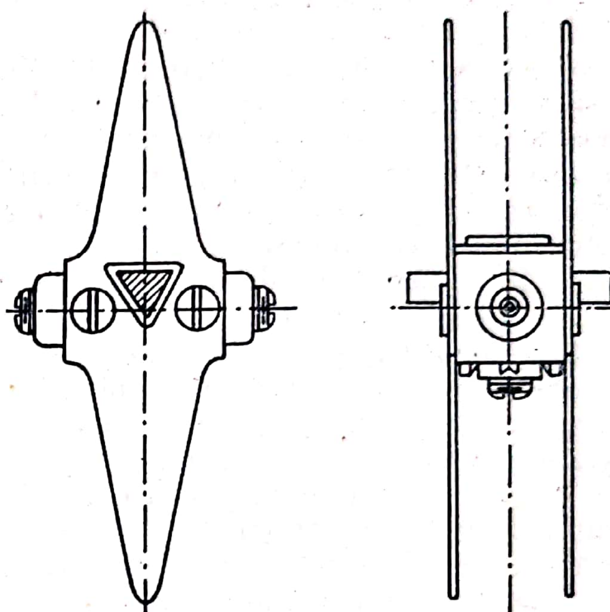


Fig. 99. Sistemul magnetic pentru magnetometrul orizontal.

Pentru aceste motive au fost construite în ultima vreme magnetometre universale, care permit (prin schimbarea poziției axului magnetic al sistemului) determinarea succesivă în aceleași puncte atît a componentei verticale cît și a celei orizontale a cîmpului geomagnetic, cu o precizie inferioară magnetometrelor simple, însă satisfăcătoare scopurilor de prospecțiune magnetometrică.

Precizia determinării valorii componentei orizontale a cîmpului geomagnetic cu magnetometrul orizontal este de circa $\pm$ 20 γ.

Prospecțiunea magnetometrică cu magnetometrul orizontal se efectuează în mod identic cu aceea cu magnetometrul vertical descrisă mai sus. Trebuie remarcat însă că prețul de cost mai ridicat al prospecțiunii cu componenta orizontală nu poate fi justificat întotdeauna prin aportul acesteia la ridicarea eficienței interpretării geologice a rezultatelor unei prospecțiuni magnetometrice. Este adevărat că componenta orizontală, prin distribuția ei în plan, reflectă mai fidel poziția spațială și limitele laterale ale maselor magnetice din subsol, dar acest lucru nu mai este valabil în zonele cu structură geologică complicată, care produc cumulări de efecte la suprafață, din care cauză hărțile componentei orizontale devin foarte greu de interpretat sau chiar neinterpretabile geologic. De aceea, avînd în vedere și aceste considerente de ordin tehnic, precum și menținerea unui preț de cost cît mai scăzut în lucrările de prospecțiune magnetometrică, se preferă cartări în suprafață de componentă verticală asociate cu profiluri judicios alese, transversale anomaliilor ΔZ mai importante, de componentă orizontală.

2.3. Componenta verticală ΔZ sau intensitatea totală ΔT a cîmpului geomagnetic determinată prin măsurători aeromagnetometrice. Pentru determinarea valorilor relative ale acestor două mărimi magnetice se folosesc *aeromagnetometre*.

Aeromagnetometria este de dată relativ recentă şi constituie o metodă de prospecţiuni geomagnetice prin determinarea variaţiei acestor mărimi magnetice în diferite planuri situate la diferite înălţimi faţă de sol, folosind un magnetometru special antrenat de un avion în zbor. Această metodă de prospecţiune are marele avantaj că este rapidă, furnizează profiluri de variaţie continuă a mărimii respective de-a lungul traseului de zbor şi permite obţinerea de informaţii de la diferite niveluri faţă de sol; prezintă însă şi unele dezavantaje mari, fiind o metodă costisitoare şi care scapă înregistrarea anomaliilor magnetice mai puţin intense, mai ales dacă plafonul de zbor este mai mare (ceea ce se întîmplă în mod frecvent în regiunile cu relief variat). Totodată trebuie specificat că această metodă de prospecţiune magnetometrică trebuie aplicată la cercetarea unor zone sau regiuni mai mari, fiind imposibil de aplicat în prospecţiunile cu caracter local.

— Componenta verticală ΔZ a cîmpului geomagnetic se determină cu ajutorul *aeromagnetometrului* ΔZ. Acest aparat are o poziţie fixă pe avion, de obicei pe una din aripi şi în principiu se bazează pe o metodă de compensare, şi anume: componenta verticală a cîmpului geomagnetic este compensată cu ajutorul unui cîmp magnetic vertical de sens invers, creat de curentul electric care circulă printr-o bobină orizontală. Compensarea totală se constată la un galvanometru, curentul electric indus într-o a doua bobină care se roteşte în interiorul bobinei orizontale (şi care funcţionează ca un generator de curent continuu), devenind în acel moment nul.

Aeromagnetometrul ΔZ are o aplicabilitate mai restrînsă, deoarece modificările în timpul zborului, de orizontalitate a avionului şi deci de verticalitate a aparatului care este fixat de acesta, introduc erori sensibile în determinarea variaţiei componentei verticale a cîmpului geomagnetic.

— Variaţia intensităţii totale ΔT a cîmpului geomagnetic se determină cu ajutorul *aeromagnetometrului* ΔT, care mai poartă numele şi de *reactor saturabil*. Principiul de funcţionare a acestui aparat este redat în cele de mai jos.

Dacă printr-o bobină al cărei miez este dintr-un material feromagnetic, cu permeabilitate magnetică foarte mare (care deci se poate magnetiza uşor prin inducţie în cîmpul geomagnetic), circulă un curent alternativ care produce un cîmp magne-

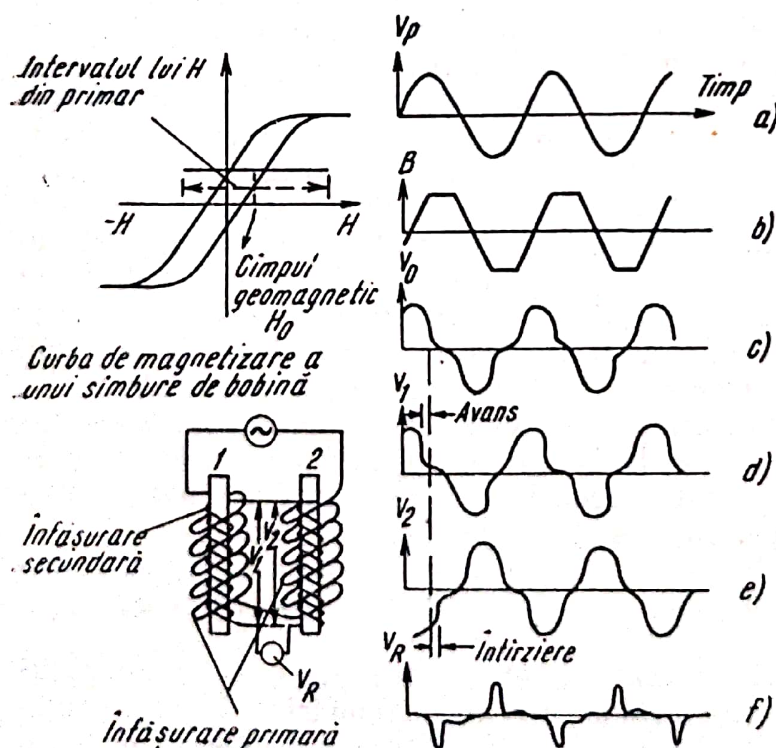


Fig. 100. Principiul aeromagnetometrului ΔT.

tic ciclic, atunci cîmpul magnetic rezultant va satura miezul bobinei. Curba de magnetizare în aceste condiţii este prezentată în figura 100 (stînga sus).

Aeromagnetometrul ΔT conţine două astfel de bobine, orientate cu axele paralele cu direcţia cîmpului geomagnetic, şi care au înfăşurările primare în sens opus, inducînd astfel un cîmp magnetic ciclic egal şi de sens opus (v. fig. 100 stînga jos).

Saturaţia magnetică a celor două miezuri se va produce în momentul în care curentul alternativ din înfăşurările primare ale celor două bobine atinge valorile maxime sau minime, respectiv curentul indus în înfăşurările secundare ale acestora este nul, cunoscut fiind că curentul indus în secundar este proporţional cu variaţia fluxului magnetic, care în aceste momente este nulă. Cîmpul geomagnetic va face ca punctele de anulare ale curenţilor induşi în înfăşurările secundare ale celor două bobine să nu corespundă aceluiaşi moment, deoarece cîmpurile magnetice ciclice sînt egale şi de sens opus, deci la unul cîmpul geomagnetic se scade, iar la celălalt se adună.

Acest fenomen condiţionează apariţia unor impulsuri în curentul rezultant în complexul celor două bobine legate în opoziţie, impulsuri care sînt proporţionale în mărime cu intensitatea totală a cîmpului geomagnetic.

Fenomenul descris mai sus apare clar din suita de imagini din figura 100 (dreapta), reproduse după D o b r i n (1952).

a) curentul de excitaţie, trimis în înfăşurarea primară a bobinelor;

b) densitatea fluxului magnetic în miezul bobinelor peste saturaţia acestora, în absenţa cîmpului geomagnetic ($H_0 = 0$);

c) curentul indus în înfăşurarea secundară de către variaţia fluxului, în absenţa cîmpului geomagnetic ($H_0 = 0$);

d) curentul indus în înfăşurarea secundară a bobinei *1*, cu influenţa cîmpului geomagnetic;

e) curentul indus în înfăşurarea secundară a bobinei *2*, cu influenţa cîmpului geomagnetic;

f) curentul rezultant V_r, din V_1 şi V_2.

Aeromagnetometrul ΔT este, fie agăţat de un cablu de 25 — 30 m lungime şi tras în timpul zborului de către avion, fie suspendat la coada fuselajului avionului.

Orientarea aparatului după direcţia cîmpului geomagnetic este făcută automat cu ajutorul unor servomotoare.

Înregistrarea datelor de măsurare se face fotografic, obţinîndu-se o curbă continuă a impulsurilor de-a lungul profilului.

Transformarea impulsurilor în valori a intensităţii totale a cîmpului geomagnetic se face cu ajutorul unei constante, determinată experimental cu ajutorul unor intensităţi cunoscute de cîmp magnetic.

Şi măsurătorile aeromagnetometrice trebuie reduse cu efectul variaţiei diurne a cîmpului geomagnetic.

Metoda cea mai mult folosită este de a face la începutul zilei un profil, din ale cărui diferite puncte se încep şi se termină celelalte profiluri măsurate. Astfel, reducerea de variaţie diurnă se poate aplica liniar între valorile punctelor comune cu profilul de bază al zilei.

În țara noastră se execută intense măsurători geomagnetice de prospecțiune cu aparatură de toate tipurile descrise mai sus. Pentru măsurători pe sol se folosesc magnetometre verticale tip Askania și Fanselan, de construcție germană și M-2, de construcție sovietică, precum și universale tip Askania; pentru măsurători aeromagnetometrice se folosesc aerostațiile ASGM-25 și AM-13, de construcție sovietică.

CAPITOLUL XVIII

DETERMINAREA ȘI PRELUCRAREA ANOMALIILOR MAGNETICE

Avînd în vedere paralelismul care există între cîmpul geomagnetic și cîmpul gravității, paralelism care provine din faptul că ambele sînt cîmpuri potențiale, în general se pun aceleași probleme în legătură cu determinarea și prelucrarea anomaliilor magnetice, ca și în cazul celor gravimetrice. Acest paralelism nu merge însă pînă la indentitate, și pentru aceasta sînt necesare unele precizări, care vor fi date în cele ce urmează.

1. DETERMINAREA ANOMALIILOR ELEMENTELOR CÎMPULUI GEOMAGNETIC

Valorile brute ale elementelor cîmpului geomagnetic, corectate cu influențele instrumentale, meteorologice și variația diurnă, mai conțin în principal efectul cîmpului geomagnetic normal care trebuie redus. Deși existența unei influențe a reliefului este cunoscută în momentul de față, totuși, în prezent, nu se aplică o reducere de relief în calculul anomaliilor magnetice. Din această cauză, determinarea anomaliilor magnetice comportă deocamdată numai aplicarea reducerii de cîmp normal la valorile brute ale elementelor respective ale cîmpului geomagnetic.

Se înțelege prin *anomalie* a unui element al cîmpului geomagnetic sau a intensității totale a acestuia abaterea pe care o prezintă valoarea măsurată a acestei mărimi magnetice într-un punct oarecare față de valoarea normală a mărimii respective în acel punct. Dacă notăm cu M mărimea magnetică respectivă (declinație, înclinație, componentă orizontală sau

verticală, intensitatea totală a cîmpului geomagnetic etc.) şi cu M_0 valoarea normală[1] a aceleiaşi mărimi, atunci anomalia magnetică este dată de relaţia:

$$\Delta M = M - M_0. \quad (268$$

Pentru o bună interpretare a rezultatelor cercetărilor magnetice şi îndeosebi în cazul prospecţiunilor magnetometrice, rezultatele obţinute se reprezintă cartografic sub formă de hărţi sau profiluri. Valorile obţinute prin măsurători absolute, de obicei în puncte de măsurare situate la distanţă mare şi care servesc mai puţin scopurile economico-geologice, se reprezintă în general sub formă directă de valoare măsurată; valorile obţinute prin măsurători relative, în majoritatea cazurilor din lucrări de prospecţiune magnetometrică, se reprezintă în general sub formă de anomalie. În ambele cazuri, dacă sînt suficiente puncte măsurate, se interpolează curbe de egală valoare a mărimii magnetice respective, care sînt deosebit de sugestive pentru interpretare.

Pentru unele mărimi magnetice, cum ar fi, de exemplu, componenta orizontală sau cîmpul total, în afară de reprezentarea intensităţii lor (direct sau sub formă de anomalie) se mai foloseşte şi reprezentarea vectorială în plan (pentru componenta orizontală) sau în secţiuni verticale (pentru cîmpul total). În modul acesta apare şi direcţia şi sensul mărimii respective, elemente care ajută sensibil pe interpretator la o bună localizare a maselor magnetice perturbante din subsol.

2. PRELUCRAREA ANOMALIILOR MAGNETICE

2.1. **Separarea anomaliilor magnetice.** Vom trece peste problema cumulării anomaliilor magnetice, produsă de existenţa în subsol a mai multor contraste de masă magnetică de mărimi diferite şi situate la diverse adîncimi, îndreptîndu-ne atenţia mai mult asupra metodelor de prelucrare a acestor anomalii.

Scopul urmărit este, aşa cum s-a mai spus, acelaşi ca şi în cazul anomaliilor gravimetrice, adică separarea şi amplificarea efectului unor anumite mase magnetice interesante din punct de vedere ştiinţific sau economic în dauna altora de un interes mai redus, prin exprimarea anomaliilor produse de acestea în mărimi magnetice de sensibilitate mai mare sau cu putere de sugestie mai mare. Aceste metode de prelucrare sînt folosite pentru lămurirea unor probleme puse de interpretarea geologică a rezultatelor prospecţiunii magnetometrice şi se utilizează atunci cînd necesitatea o cere şi cînd condiţiile de aplicabilitate a lor sînt satisfăcute.

În cele ce urmează vom trece în revistă metodele de prelucrare folosite pentru anomaliile magnetice, insistînd numai asupra acelora care sînt diferite sau au un caracter specific faţă de acelea folosite pentru anomaliile gravimetrice.

[1] Care se calculează aşa cum s-a arătat în capitolul V.

2.1.1. Metode de separare directă pe baza valorilor cîmpului magnetic. Aceste metode, în varianta grafică sau analitică, se aplică la fel ca şi pentru anomaliile cîmpului gravităţii şi sînt folosite în general pentru separarea anomaliilor magnetice locale de cele regionale, îndeosebi în problemele de prospecţiune magnetometrică a zonelor sedimentare.

2.1.2. Separarea anomaliilor magnetice pe baza gradienţilor verticali de ordin superior. Şi aceste metode se aplică identic, ca şi pentru anomaliile gravimetrice, cu specificarea ce este folosit cu precădere gradientul vertical de ordinul II, îndeosebi în cazurile cînd apare necesar ca să se scoată în evidenţă zonele de îmbogăţire în minerale magnetice.

2.1.3. Continuări analitice ale cîmpului magnetic. Obiectul continuărilor analitice este determinarea prin calcul a distribuţiei valorilor cîmpului magnetic în plane paralele cu suprafaţa solului şi situate la diferite înălţimi sau adîncimi faţă de aceasta.

2.1.4. Continuarea analitică în semispaţiul inferior. Această metodă este folosită pentru transpunerea datelor aeromagnetometrice la suprafaţa solului sau pentru calculul datelor prospecţiunii magnetometrice în planuri inferioare succesive către sursele de potenţial, pentru a pune în evidenţă detalii structurale sau de concentraţie minerală în zăcăminte.

Aplicarea acestei metode poate fi făcută după relaţia (235), folosind tabelul 20 (v. capitolul XV), prin procedeul Peters.

Un alt procedeu practic de continuare analitică în semispaţiul inferior al cîmpurilor potenţiale, valabil atît pentru anomaliile magnetice cît şi pentru cele gravimetrice, a fost pus la punct de Constantinescu şi Botezatu[1]. Relaţiile de bază pentru calculul valorilor continuate analitic sînt următoarele:

$$F(-m \cdot d) = a_m \cdot F(0) + b_m \cdot \sum_1^4 F_i(d) + c_m \cdot \sum_1^4 F_i(d\sqrt{2}) \quad (269, a)$$

$$F(-m \cdot d) = a'_m \cdot F(0) + b'_m \cdot \sum_1^6 F_i(d) + c'_m \cdot \sum_1^6 F_i(d\sqrt{3}) \quad (269, b)$$

care se aplică cu o reţea de pătrate — relaţia (269, *a*), respectiv cu o reţea de triunghiuri echilaterale — relaţia (269, *b*). În aceste relaţii, F reprezintă valoarea cîmpului gravităţii sau geomagnetic, d latura reţelei (de pătrate sau triunghiuri echilaterale), m reprezintă coeficientul de multipli de latură a reţelei în adîncime la care se face continuarea analitică (după relaţia $h = m \cdot d$), F_i reprezintă suma valorilor discrete a cîmpului respectiv în nodurile reţelei care cad pe cercul de rază $d\sqrt{j}$ respectiv, iar a_m, b_m, c_m, a'_m, b'_m, şi c'_m reprezintă coeficienţi numerici, reproduşi în tabelul 22.

---

[1] Constantinescu L., Botezatu R., *Contribuţii la interpretarea fizică a anomaliilor cîmpurilor potenţiale. I. Continuarea analitică în semispaţiul inferior.* Probleme de geofizică, I, 1961.

Acest procedeu prezintă unele avantaje faţă de procedeul Peters din punctul de vedere al rapidităţii de calcul, asigurînd totodată valorilor continuate analitic o precizie satisfăcătoare.

Tabelul 22

m	*Reţea de pătrate*		
	a_m	b_m	c_m
1.0	— 8,395745	+ 6,904104	— 4,517417
1.5	+ 4,925253	+ 1,813734	— 2,738953
2.0	+ 48,025922	— 17,848485	+ 6,166283
2.5	+146,360253	— 64,878762	+28,632006
3.0	+342,401945	—160,706552	+75,471680
m	*Reţea de triunghiuri echilaterale*		
	a'_m	b'_m	c'_m
1.0	— 2,725500	+ 1,680584	— 1,034542
1.5	+ 8,363175	— 0,562572	— 0,627252
2.0	+ 40,286015	— 7,910244	+ 1,412151
2.5	+110,421436	—24,731504	+ 6,557066
3.0	+247,670107	—58,317817	+17,283901

În continuare vom da un exemplu [1] de aplicare a continuării analitice în semispaţiul inferior la anomalii magnetice de pe teritoriul R.P.R., din care să reiasă importanţa şi natura informaţiilor pe care această metodă de prelucrare fizico-matematică le pot aduce în sprijinul interpretării geologice a acestora.

În figura 101 este reprodusă imaginea anomaliei componentei verticale ΔZ a cîmpului geomagnetic, cartată în regiunea Careii-Mari — Valea-lui-Mihai. Anomalia se datorează reliefului fundamentului cristalin, de forma unui horst, posibil injectat de-a lungul liniilor principale de fractură cu o magmă bazică şi care este înecat sub roci sedimentare în care predomină cele pliocene, cu slabe diferenţieri petrografice, cunoscute sub denumirea de *Panonian*.

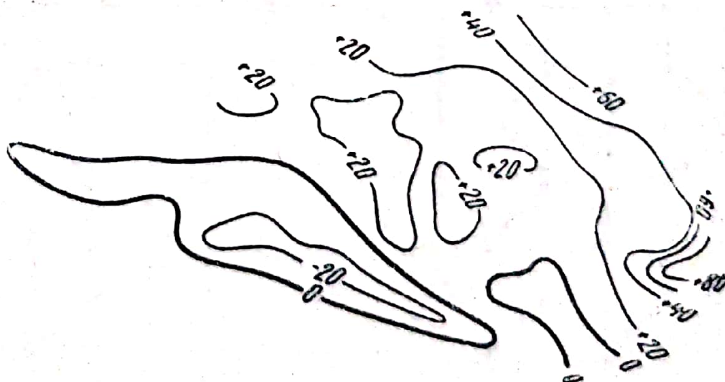


Fig. 101. Anomalia componentei verticale ΔZ la suprafaţa solului în regiunea Careii-Mari.

---

[1] Constantinescu L., Botezatu R., *Contribuţii la interpretarea fizică a anomaliilor cîmpurilor potenţiale. II. Condiţii de aplicare a continuării analitice.* Probleme de geofizică, I, 1961.

În figura 102 este reprodusă imaginea aceleiaşi anomalii, continuată analitic în planul situat la adîncimea de 1 000 m prin metoda Constantinescu şi Botezatu, folosind coeficientul $m = 1$ şi o reţea de triunghiuri echilaterale. Se constată în figura 102, pe de o parte, dispariţia anomaliei magnetice regionale, care se manifestă cu o scădere continuă a valorilor ΔZ de la dreapta către stînga figurii şi, pe de altă parte, conturarea unui maxim în zona centrală a anomaliei, scindat în patru apexuri maximale minore, ca efect al reflectării detaliilor structurale sau de conţinut în minerale feromagnetice la acest plan, situat mai aproape de structura respectivă.

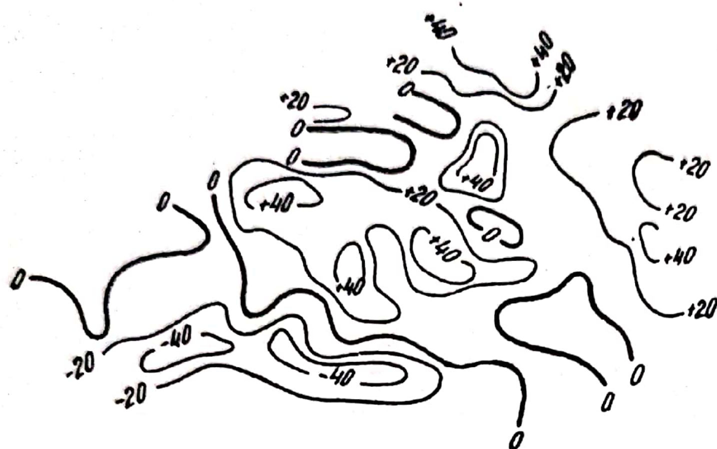


Fig. 102. Anomalia componentei verticale ΔZ la adîncimea de 1000 m în regiunea Careii-Mari.

2.1.5. C o n t i n u a r e a a n a l i t i c ă î n s e m i s p a ţ i u l s u p e r i o r. Această metodă este folosită în prospecţiunea magnetometrică pentru verificarea datelor obţinute prin cartare la sol cu cele aeromagneto-

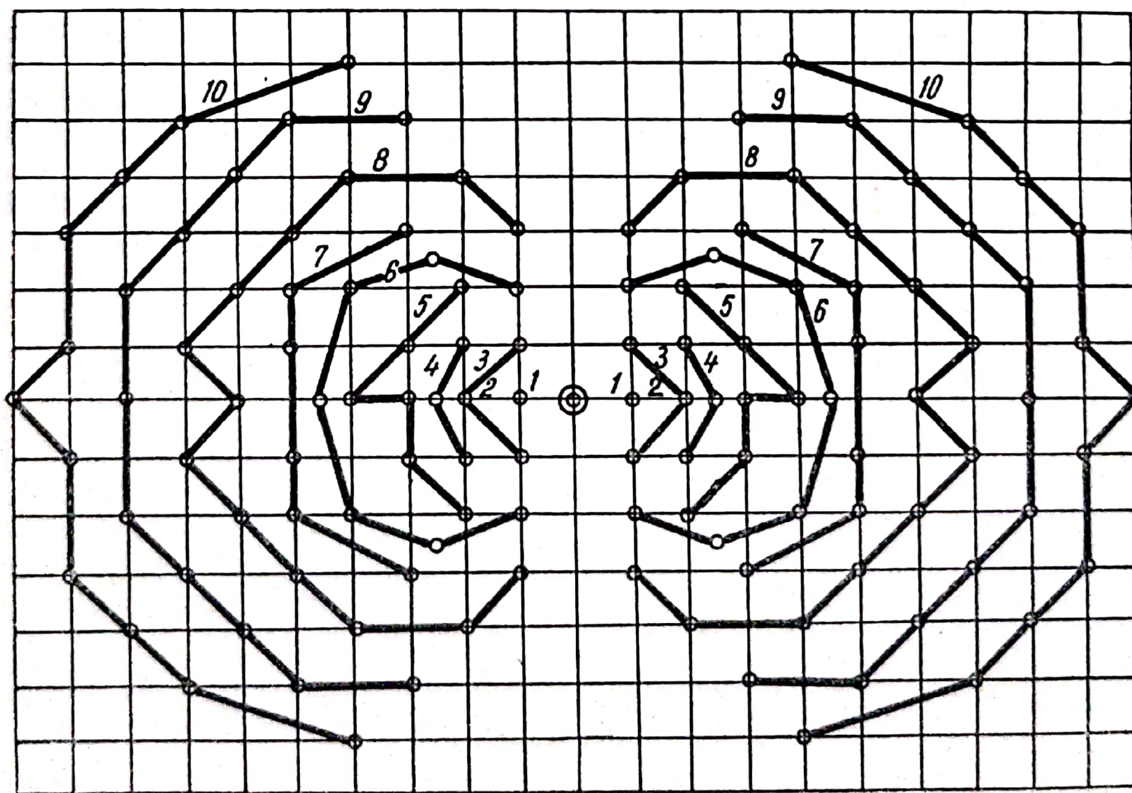


Fig. 103. Abacă pentru calculul componentelor ΔH_x şi ΔH_y prin procedeul P e t e r s.

metrice; de asemenea, pentru stabilirea caracterului anomaliilor regionale, atît în magnetometrie cît şi în gravimetrie.

Cel mai des folosit ca procedeu pentru calculul valorilor continuate analitic în semispaţiul superior este procedeul P e t e r s[1] pe baza formulei

$$\Delta Z(+h) = \sum_{0}^{9} C_n \cdot \overline{\Delta Z}_n, \qquad (270)$$

scrisă pentru componenta verticală ΔZ a cîmpului geomagnetic. Calculul valorilor medii $\overline{\Delta Z}_n$, pe cele n cercuri $(0 \leqslant n \leqslant 9)$ se efectuează folosind aceeaşi reţea pătratică cu latura d, ca şi în cazul continuării analitice în semispaţiul superior prin procedeul aceluiaşi autor. Coeficienţii C_n sînt cei reproduşi numeric în tabelul 23.

Tabelul 23

Cercul	*Raza medie*	*Coeficientul C_n pentru $h = d$*	*Coeficientul C_n pentru $h = 2d$*
0	0	0,1464	0,0528
1	d	0,2113	0,0918
2	$d.\sqrt{2}$	0,1494	0,1139
3	$d.\sqrt{5}$	0,1264	0,1153
4	$d.\sqrt{8.5}$	0,0862	0,1151
5	$d.\sqrt{17}$	0,0778	0,1207
6	$d.\sqrt{34}$	0,0528	0,0902
7	$d.\sqrt{58}$	0,0346	0,0637
8	$d.\sqrt{99}$	0,0206	0,0400
9	$d.\sqrt{125}$	0,0949	0,1965

2.1.6. T r a n s f o r m ă r i d e c î m p u r i. Din această categorie de prelucrări fizico-matematice vom prezenta numai una care este cea mai importantă şi mai des folosită, şi anume:

— *Calculul componentei orizontale* ΔH *din componenta verticală* ΔZ. Această metodă se foloseşte pentru determinarea indirectă a componentei orizontale din cea verticală, realizîndu-se în modul acesta importante economii în cheltuieli de prospecţiune magnetometrică, care ar fi ocazionate de măsurarea directă a componentei orizontale ΔH. Sistemul cel mai practic este de a se determina ΔH indirect prin calculul din anomalia ΔZ şi a se compara cu valorile măsurate a lui ΔH pe cîteva profiluri caracteristice ale anomaliei ΔZ. În modul acesta se scuteşte o parte importantă din cheltuielile de prospecţiune, avînd totodată posibilitatea de a controla dacă în anomalia ΔH calculată nu s-au introdus distorsiuni prin calcul, formulele fiind în general de aproximare.

[1] Op. citat.

Procedeul cel mai des folosit se datorește lui P e t e r s și constă din calculul celor două componente orizontale ΔH_x și ΔH_y, pe baza formulelor:

$$\Delta H_x = \frac{1}{2\pi} \cdot \sum_{1}^{10} C_n \cdot \overline{\Delta Z_n} \tag{271}$$

$$\Delta H_y = \frac{1}{2\pi} \cdot \sum_{1}^{10} C_n \cdot \overline{\Delta Z_n}. \tag{272}$$

Tabelul 24

Conturul	*Coeficientul* C_n
1	1,5637
2	0,2663
3	0,4400
4	0,1893
5	0,1219
6	0,0951
7	0,0812
8	0,0473
9	0,0315
10	0,0224

Valorile $\overline{\Delta Z_n}$ se evaluează, pe baza unei rețele pătratice cu ajutorul unei abace speciale reprodusă în figura 103, pentru determinarea celor două componente ΔH_x și ΔH_y, abaca orientîndu-se pe direcțiile **N—S** și **E—V** respectiv, iar coeficienții C_n sînt cei reproduși în tabelul 24.

Reprezentarea cartografică a componentei orizontale totale ΔH poate fi făcută fie vectorial (rezultanta celor două componente ΔH_x și ΔH_y determinate așa cum s-a arătat mai sus), fie prin curbe de egală valoare a intensității acestei mărimi determinate pe baza relației

$$\Delta H = \sqrt{\Delta H_x^2 + \Delta H_y^2}. \tag{273}$$

2.1.7. *Intensitatea cîmpului anomal total.* Cunoașterea componentei verticale ΔZ prin determinare directă și a componentei orizontale ΔH (determinată fie direct, fie indirect prin calcul din ΔZ) ne permite determinarea intensității cîmpului anomal total pe baza relației

$$\Delta T = \sqrt{\Delta H^2 + \Delta Z^2}. \tag{274}$$

Această mărime magnetică anomală prezintă un deosebit interes, deoarece ea este proporțională cu intensitatea vectorului energie, respectiv cu potențialul magnetic anomal, a cărui distribuție deasupra unui element geologic conduce la o mai bună conturare a acestuia.

Cele prezentate în capitolul XV și în acest capitol dau o imagine destul de completă asupra metodelor de prelucrare fizico-matematică a anomaliilor cîmpurilor potențiale, în speță a cîmpului gravității și a cîmpului geomagnetic. În prezentarea lor am urmărit să scoatem în evidență natura și importanța indicațiilor pe care aplicarea acestor metode le poate aduce în lămurirea unor probleme de interpretare geologică și de proiectare a explorărilor.

S-a considerat necesar ca să se prezinte formulele de calcul, fără deducerea matematică a acestora, care depășește cadrul acestui curs, pentru ca viitorii ingineri geologi să aibă o idee generală despre modul în care diverse mărimi potențiale se evaluează pe baza celor cartate în procesul de prospecțiune geofizică. Au fost date și unele indicații asupra aplicării acestor formule ca și asupra dificultăților legate de aceasta, considerînd că, chiar dacă nu vor fi chemați să le aplice, este totuși bine să fie familiarizați cu aceste probleme.

2.2. **Determinarea surselor de anomalii magnetice.** Stabilirea soluţiilor geometrice ca reprezentînd surse de anomalii magnetice echivalente obiectelor geologice din natură care produc anomaliile cartate se face îndeosebi prin rezolvarea problemei directe a potenţialului. Din acest motiv, în cele ce urmează nu ne vom referi decît la rezolvarea acestei probleme. Astfel, vom prezenta cîteva modele geometrice de distribuţie de masă magnetică, împreună cu formulele de calcul şi curbele care ilustrează variaţia celor două componente ΔZ şi ΔH. Au fost alese corpurile mai des folosite, pentru a da o idee generală asupra modului cum decurge această operaţie şi cum se aplică la determinarea elementelor geologice ascunse, producătoare de anomalii.

2.2.1. Pol magnetic unic. Cazul acesta, după cum se ştie, este imposibil de întîlnit în natură, polii magnetici fiind întotdeauna pereche. Există totuşi cazuri de elemente geologice asimilabile cu un pol unic, cum ar fi, de exemplu, un filon cu înclinare mare, a cărui parte superioară este foarte aproape de suprafaţă şi care se prelungeşte mult în adîncime. În acest caz, efectul celui de-al doilea pol magnetic (din adîncime) este foarte mic şi, dacă atinge valori inferioare erorii de cartare a anomaliei magnetice, se poate considera în mod satisfăcător că anomalia cartată este datorită numai polului de la suprafaţă.

Pentru calculul celor două componente Z şi H a cîmpului magnetic produs de un pol unic se utilizează următorul raţionament:

Dacă M este intensitatea magnetică a polului situat la adîncimea Z faţă de suprafaţă (v. fig. 104) şi considerînd $C = 1$, legea lui *COULOMB*, aşa cum a fost prezentată în relaţia (36), ne dă valoarea cîmpului magnetic $\mathcal{H}$ în punctul A, în care s-ar găsi un pol magnetic unitar

$$\mathcal{H} = \frac{M}{r^2}, \tag{275}$$

şi atunci componentele Z şi H ale acestui cîmp vor fi:

$$Z = \mathcal{H} \sin \alpha; \quad H = \mathcal{H} \cos \alpha \tag{276}$$

Cum însă

$$\sin \alpha = \frac{z}{r}; \quad \cos \alpha = \frac{x}{r}; \quad r = \sqrt{x^2 + z^2}, \tag{277}$$

se poate scrie

$$Z = \frac{M \cdot z}{(x^2 + z^2)^{3/2}}, \tag{278}$$

$$H = \frac{M \cdot x}{(x^2 + z^2)^{3/2}}, \tag{279}$$

relaţii care ne dau valoarea celor componente într-un punct oarecare la supra-

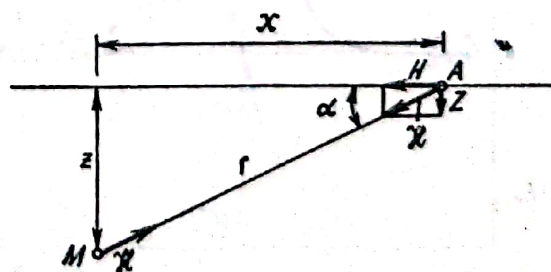


Fig. 104. Schiţă reprezentînd sistemul de notaţii în cazul polului magnetic unic.

faţă, în funcţie de intensitatea polului magnetic şi de coordonatele acestuia faţă de punctul de calcul.

Curba zecimală sau curba normalizată care arată variaţia acestor elemente, independent de intensitatea M a polului magnetic, se obţine prin împărţirea funcţiunii Z sau H respective, cu valoarea maximă a acestei funcţiuni.

În figura 105 sînt ilustrate curbele zecimale ale componentelor Z şi H ale cîmpului magnetic datorit unui pol magnetic unic.

2.2.2. D i p o l i m a g n e t i c i. Efectul magnetic al unui dipol pentru ambele componente se poate obţine prin însumarea efectelor separate produse de doi poli unici. Dacă luăm în consideraţie doi poli, de intensitate $+M$ şi $-M$, situaţi respectiv, distanţele x şi x' de punctul de calcul şi la adîncimile z şi z' de suprafaţă vom avea:

$$Z = \frac{M \cdot z}{(x^2 + z^2)^{3/2}} - \frac{M \cdot z'}{(x'^2 + z'^2)^{3/2}} \quad (280)$$

$$H = \frac{M \cdot x}{(x^2 + z^2)^{3/2}} - \frac{M \cdot x'}{(x'^2 + z'^2)^{3/2}} . \quad (281)$$

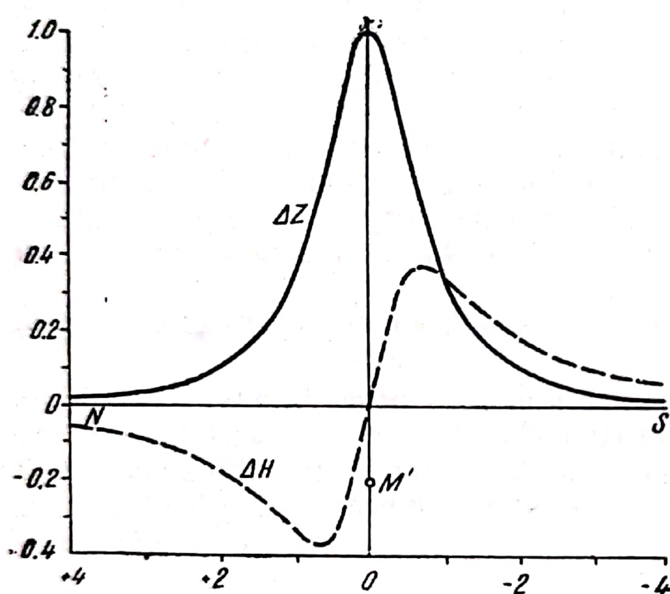


Fig. 105. Curbele zecimale ale variaţiei componentelor Z şi H datorite unui pol unic.

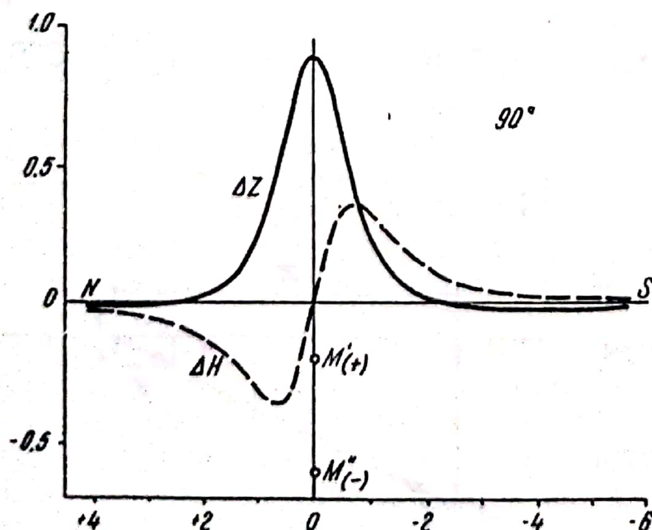


Fig. 106. Curbele zecimale pentru Z şi H în cazul unui dipol vertical.

În figurile 106, 107 şi 108 sînt reproduse curbele zecimale ale componentelor Z şi H pentru cazurile unui dipol vertical, înclinat şi orizontal.

Se constată cu uşurinţă morfologia diferită a curbelor celor două componente Z şi H şi dependenţa lor de înclinarea dipolului. Cazul polului unic sau al dipolilor este frecvent folosit în practică la interpretarea anomaliilor magnetice produse de strate, filoane sau lentile de minereuri metalifere. Asimilarea unor astfel de obiecte geologice cu un pol unic sau cu un dipol nu poate fi folosită însă decît ca o primă aproximare, deoarece aproximarea este prea simplistă.

2.2.3. S f e r a. Pentru o distribuţie de masă magnetică de tipul unei sfere, cu care se poate asimila o concentraţie sferoidală de minereu (îndeosebi în cazul zăcămintelor de concentraţie

magmatică) sau un masiv diapir de sare, dacă o considerăm magnetizată uniform prin inducţie în cîmpul geomagnetic (cu o direcţie verticală) şi avînd

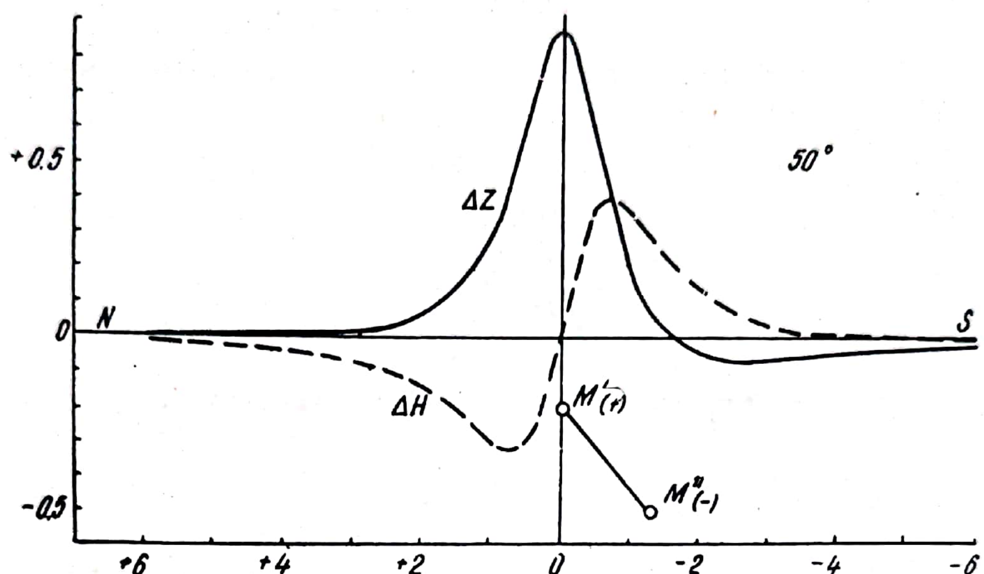


Fig. 107. Curbele zecimale pentru *Z* şi *H* în cazul unui dipol înclinat.

un contrast de intensitate de magnetizare Δ𝒥 faţă de mediul înconjurător, atunci, pe baza relaţiei (64) care ne arată că componenta verticală *Z* a cîmpului magnetic este direct proporţională cu gradientul vertical al cîmpului

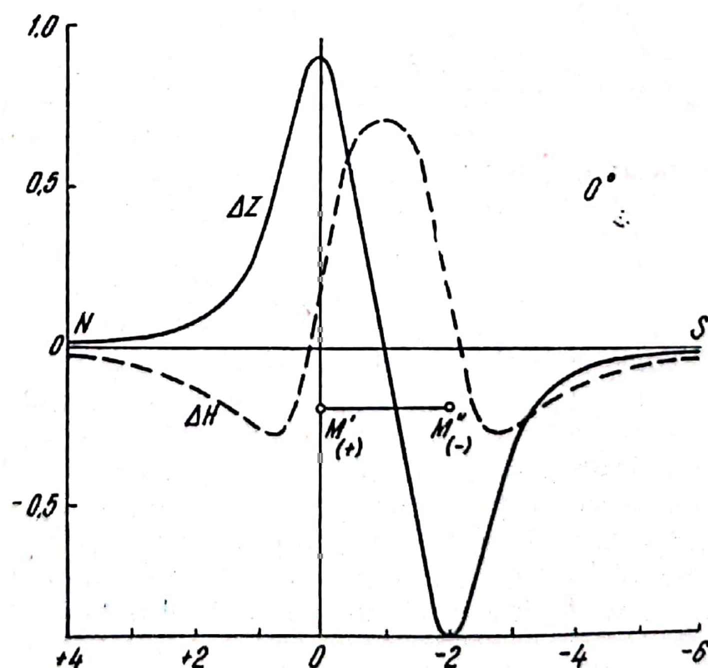


Fig. 108. Curbele zecimale pentru *Z* şi *H* în cazul unui dipol orizontal.

gravitaţional şi pe baza relaţiei (243) din capitolul XV care dă valoarea acestei mărimi pentru cazul unei sfere se poate scrie:

$$Z = \frac{4}{3} \cdot \pi \cdot R^3 \cdot \Delta \mathcal{J} \cdot \frac{2z^2 - x^2}{(x^2 - z^2)^{5/2}}. \quad (282)$$

Curba zecimală pentru componenta verticală Z în cazul unei sfere uniform magnetizate este reprodusă în figura 109.

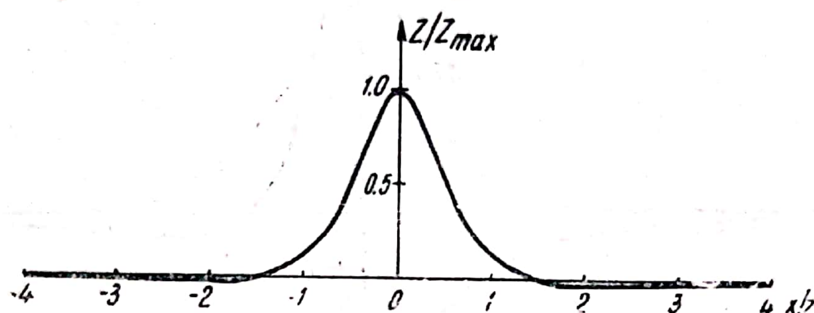


Fig. 109. Curba zecimală a variaţiei componentei verticale Z datorită unei sfere uniform magnetizate.

2.2.4. C i l i n d r u o r i z o n t a l i n f i n i t. Cu această formă geometrică regulată pot fi asimilate anticlinalele, concentraţiile şi lentilele de minereuri care au o extindere mare în una din direcţiile orizontale în raport cu dimensiunile secţiunii transversale etc.

În ipoteza unei magnetizări uniforme în cîmpul geomagnetic, ţinînd cont de relaţia (64) şi de relaţia (256) din capitolul XV, care dă valoarea gradientului vertical al cîmpului gravitaţional pentru acest tip de formă geometrică, componenta verticală Z a cîmpului magnetic este

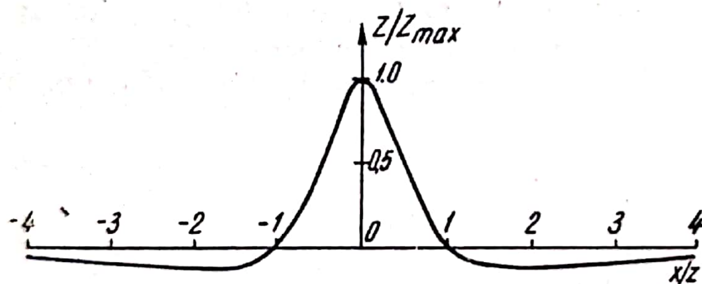


Fig. 110. Curba zecimală a variaţiei componentei verticale datorită unui cilindru orizontal infinit.

$$Z = 2\pi \cdot R^2 \cdot \Delta \mathcal{J} \cdot \frac{z^2 - x^2}{(x^2 + z^2)^2}. \quad (283)$$

În figura 110 este reprodusă curba zecimală sau normalizată a variaţiei componentei verticale Z, datorită unui cilindru orizontal infinit.

2.2.5. S t r a t v e r t i c a l b i d i m e n s i o n a l. Această formă geometrică este frecvent folosită pentru interpretarea anomaliilor magnetice produse de filoane, concentraţii lenticulare de minereu etc., care au secţiunea practic verticală şi se extind mult în una din direcţiile orizontale. În aceleaşi ipoteze, ca şi pentru formele geometrice precedente, componenta verticală Z a cîmpului magnetic, ţinînd cont de notaţiile din figura 111, va fi dată de relaţia

$$Z = 2 \cdot \Delta \mathcal{J} \cdot t \cdot \left[\left(\frac{z_1}{r_1}\right)^2 - \left(\frac{z_2}{r_2}\right)^2\right]. \quad (284)$$

În figura 112 este ilustrată curba zecimală a variaţiei componentei verticale Z produsă de o distribuţie de masă magnetică de forma unui strat vertical bidimensional.

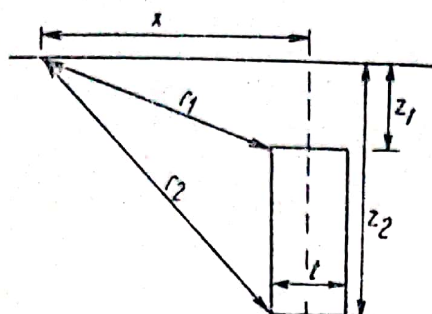


Fig. 111. Schiţă reprezentînd sistemul de notaţii pentru cazul planului vertical bidimensional.

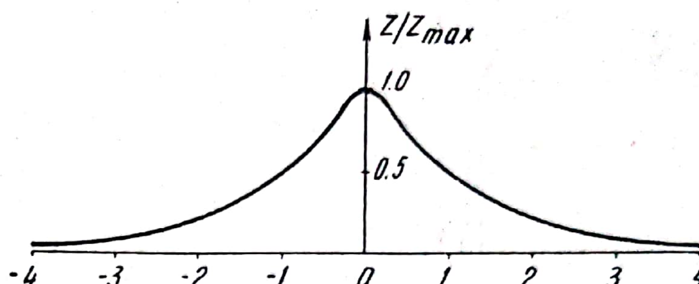


Fig. 112. Curba zecimală, a variaţiei componente verticale Z în cazul planului vertical bidimensional.

În figurile 113, 114 şi 115 sînt reproduse variaţiile ambelor componente, produse de o masă magnetică bidimensională, orizontală şi cu secţiunea dreptunghiulară, magnetizată uniform într-un cîmp geometric puţin înclinat faţă de verticală (fig. 113), foarte înclinat (fig. 114) şi orizontal (115).

Pe cele trei imagini se poate urmări asimetria, progresivă cu creşterea înclinării vectorului magnetizare $\mathcal{J}$, a curbelor care ilustrează variaţiile celor două componente, precum şi recîştigarea simetriei în cazul extrem cînd vectorul magnetizare devine orizontal.

2.2.6. C i l i n d r u v e r t i c a l s e m i i n f i n i t. Cu această formă geometrică se asimilează sîmburii diapiri de sare, care au o formă columnară, piloni eruptivi, dyckuri şi lakkolite, stockuri, concentraţii şi lentile de minerale, cu dispoziţie spaţială verticală şi alungită în această direcţie etc.

În ipoteza magnetizării uniforme prin inducţie într-un cîmp geomagnetic vertical, valoarea componentei verticale a cîmpului magnetic creat de o masă magnetică de această formă este dată de relaţia

$$Z = \pi \cdot R^2 \cdot \Delta\mathcal{J} \cdot \frac{z}{(x^2 + z^2)^{3/2}}. \tag{285}$$

Valoarea maximă a acestei funcţiuni are loc deasupra axului cilindrului, pentru $x = 0$ (v. fig. 117) şi este

$$Z_{max} = \pi \cdot R^2 \Delta\mathcal{J} \cdot \frac{1}{z^2}, \tag{286}$$

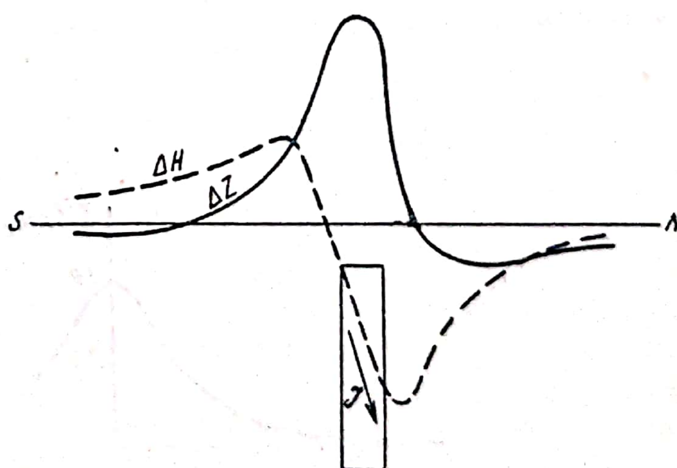


Fig. 113. Variaţia componentelor Z şi H produsă de o masă magnetică bidimensională, cu secţiunea dreptunghiulară, magnetizată într-un cîmp geomagnetic aproape vertical.

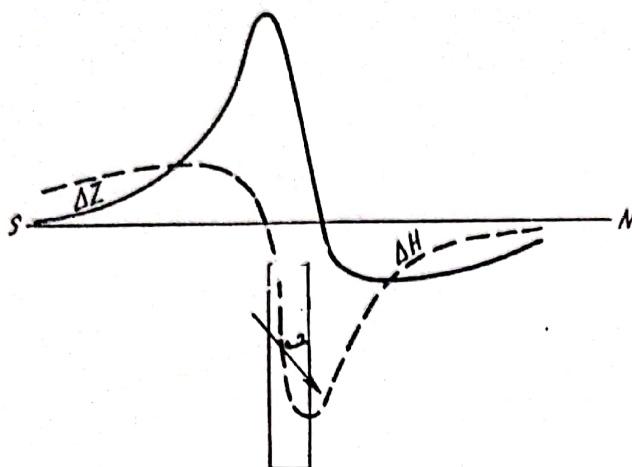


Fig. 114. Variaţia componentelor Z şi H produse de o masă magnetică bidimensională, cu secţiunea dreptunghiulară, magnetizată într-un cîmp geomagnetic înclinat.

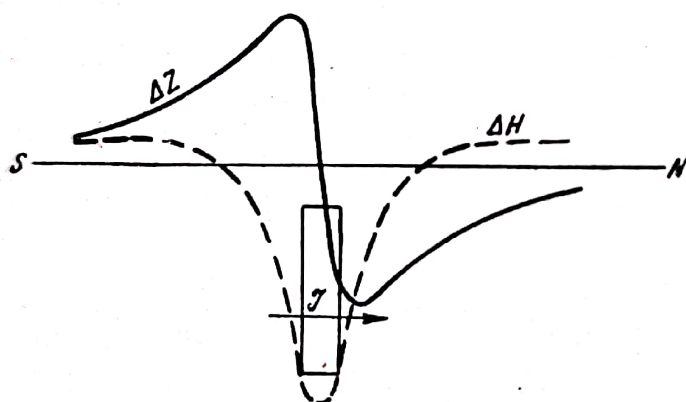


Fig. 115. Variaţia componentelor Z şi H produse de o masă magnetică bidimensională, cu secţiunea dreptunghiulară, magnetizată într-un cîmp geomagnetic orizontal.

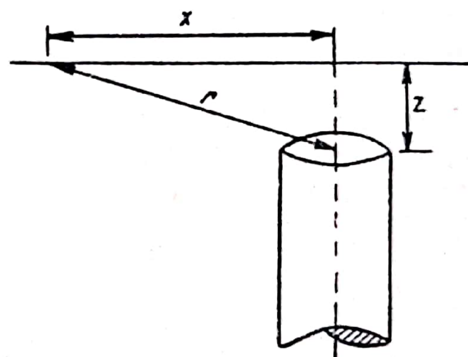


Fig. 116. Schiţă reprezentînd sistemul de notaţie pentru cazul cilindrului vertical semiinfinit.

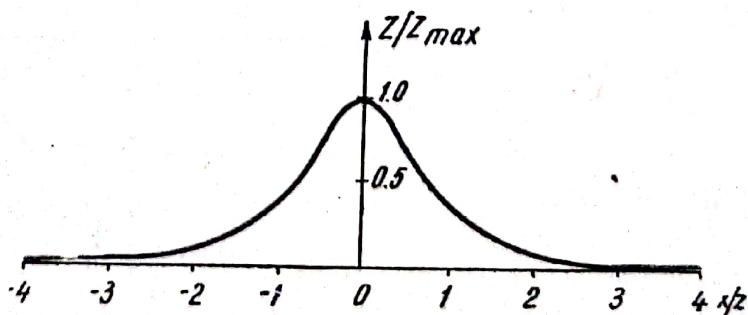


Fig. 117. Curba zecimală a variaţiei componentei verticale Z în cazul cilindrului vertical semiinfinit.

iar curba zecimală va fi dată de relaţia

$$\frac{Z}{Z_{max}} = \frac{z^3}{(x^2+z^2)^{3/2}} \tag{287}$$

sau, într-o formă mai simplă,

$$\frac{Z}{Z_{max}} = \frac{1}{\left(1+\frac{x^2}{z^2}\right)^{3/2}}. \tag{288}$$

În figura 117 este reprezentată curba zecimală sau curba normalizată a variaţiei componentei verticale Z a cîmpului magnetic, datorită unei distribuţii de masă magnetică de forma unui cilindru vertical semiinfinit.

În cele de mai sus au fost prezentate cîteva modele geometrice, în general cele mai simple, alese din mai multe tipuri de distribuţie de masă magnetică, împreună cu formulele şi curbele caracteristice ale componentelor cîmpului magnetic produs de acestea şi îndeosebi a componentei verticale Z, deoarece aceasta este determinată în cazul general cu ocazia prospecţiunii magnetometrice. Acolo unde determinarea formulelor implică un tratament matematic mai complicat (cum este, de exemplu, cazul magnetizărilor înclinate) sau demonstraţii mai lungi, acestea au fost lăsate la o parte, considerînd că depăşesc obiectul acestui curs.

Intenţia a fost de a prezenta în linii generale în ce constă prelucrarea pe baza problemei directe a potenţialului şi totodată de a pune la dispoziţie un număr de curbe caracteristice a componentelor cîmpului magnetic produs de diferite tipuri de distribuţie de masă magnetică, care să servească ca un ajutor la înţelegerea modului în care se face interpretarea în termeni geologici.

Este evident că în natură elemente geologice care să poată fi asimilate uşor cu astfel de modele geometrice sînt rare. Există întotdeauna însă posibilitatea de a combina astfel de modele geometrice, pentru a ne apropia cît mai mult de forma reală a elementelor geologice din natură, de exemplu un dyck înclinat poate fi reconstituit dintr-o succesiune pe verticală de cilindri verticali scurţi, aşezaţi excentric unul faţă de altul, un coş vulcanic dintr-o suprapunere de cilindri verticali semiinfiniţi, cu raze şi contraste de susceptibilitate magnetică diferite etc.

Ceea ce trebuie reţinut este faptul că determinarea surselor anomaliilor geofizice, în general, şi a celor magnetice, în particular, este un proces care funcţionează pe baza unui mecanism de aproximaţii succesive. Compararea unei anomalii cartate cu curbele produse de modele geometrice sugerează în primă aproximaţie tipul general de distribuţie de masă magnetică în care se încadrează elementul geologic necunoscut din subsol care a generat anomalia cartată. După ce acest lucru esenţial este stabilit, se procedează prin modificarea dimensiunilor şi adîncimii modelului, prin combinarea modelelor şi modificarea contrastului de susceptibilitate magnetică, la reconstituirea cît mai exactă a morfologiei şi valorii numerice a anomaliei cartate. Procesul

acesta este un proces lung, care necesită experienţă şi răbdare, însă stabilirea pe această cale a unei forme geometrice care să satisfacă cît mai bine anomalia cartată este de un ajutor necontestat în conducerea în bune condiţii a interpretării geologice.

CAPITOLUL XIX

MICROMAGNETISMUL

În ultima vreme a început să-şi facă loc din ce în ce mai mult o nouă metodă de cercetare magnetică pentru rezolvarea unor probleme geologice, care poartă numele de micromagnetism. Micromagnetismul, fără a fi propriu-zis o metodă de prospecţiune magnetometrică, reprezintă în momentul de faţă o metodă preţioasă de cercetare.

Micromagnetismul este o creaţie a cercetărilor din Republica Democrată Germană şi a apărut în literatura de specialitate după anul 1950 [1,2].

Micromagnetismul reprezintă o metodă de cercetare a rocilor şi formaţiunilor geologice de suprafaţă sau din imediata vecinătate a suprafeţei, constînd din determinarea şi interpretarea detaliilor celor mai fine ale distribuţiei valorilor cîmpului geomagnetic şi îndeosebi a componentei verticale ΔZ a acestuia, măsurabile cu aparatura de prospecţiune magnetometrică (magnetometre verticale) şi care caracterizează structura şi textura diferitelor tipuri de roci de la suprafaţă. Cercetări prealabile au arătat că microanomaliile magnetice au o formă şi o amplitudine direct dependentă de structura şi textura rocilor. Reflectarea sub formă de microanomalii măsurabile cu o precizie satisfăcătoare a structurii şi texturii rocilor este însă limitată de adîncimea la care se găsesc acestea în *subsol.*

Desigur că reflectarea acestor detalii ale rocilor are loc şi în valorile cîmpului geomagnetic măsurate în cadrul prospecţiunilor magnetometrice de diferite tipuri. Din cauza distanţei mari folosite între punctele de măsurare, acestea nu pot fi însă fructificate în scopul precizat şi se manifestă ca o împrăştiere a valorilor măsurate în jurul valorilor care caracterizează mersul normal al anomaliilor locale sau regionale.

Pentru a putea pune în evidenţă microanomaliile magnetice, este necesar să se folosească o densitate foarte mare de puncte de măsurare în suprafaţă. Aceasta limitează însă posibilitatea de a executa măsurători de micromagnetism pe suprafeţe mari. Din acest motiv, micromagnetismul se practică prin ridicări magnetice pe suprafeţe mici numite *panouri de micromagnetism*,

[1] W. Bruchheim und R. Lauterbach, *Isanomalen Richtungsstatistik als Hilfsmittel tektonischer Analyse*, Gerl. z. Geophysik, 2, 1053.

[2] R. Lauterbach, *Mikromagnetik — ein Hilfsmittel geologischer Erkundung*, Wissenschaftlische zeitschrift der Karl-Marx-Universität, Matematisch-Naturwissenschaftlische Reihe, 3, 1953—1954.

care în general au formă pătratică sau dreptunghiulară şi dimensiuni cuprinse între limitele de 10 × 10 m şi 50 × 50 m. În interiorul acestor panouri, punctele de măsurare sînt dispuse în nodurile unei reţele pătratice cu latura de 1—5 m. Plasarea panourilor în cuprinsul regiunii de cercetat se face pe bază de criterii geologico-geofizice, dintre care cele mai importante sînt următoarele:

— microanomaliile magnetice să fie reprezentative pentru o zonă mai mare a regiunii;

— rocile de studiat să nu depăşească o adîncime de 5 — 10 m;

— relieful terenului în care este plasat panoul să fie cît mai liniştit;

— rocile acoperitoare sau zona alterată la suprafaţă a rocilor de studiat să nu producă microanomalii importante.

Tehnica de executare a măsurătorilor micromagnetice pentru realizarea unui panou de micromagnetism constă în următoarele: se pichetează punctele de măsurare la echidistanţa convenabilă, orientînd una din laturile panoului fie pe direcţia nord-sud, fie pe o direcţie perpendiculară pe direcţia generală de stratificaţie sau de şistuozitate a rocilor. După ce punctele de măsurare au fost astfel materializate în teren, se fixează unul din ele ca staţie de bază a panoului, în mod obişnuit fie staţia centrală, fie una din staţiile care corespund unui colţ al panoului. Se măsoară cu un singur magnetometru vertical, folosind însă două trepiede, din care unul rămîne fix în staţia de bază. Măsurătorile se fac de preferinţă în succesiunea următoare: staţia de bază — o staţie a panoului — staţia de bază, continuînd în acelaşi mod pînă la măsurarea tuturor staţiilor din interiorul panoului. În mod excepţional se pot măsura succesiv două sau chiar mai multe staţii din interiorul panoului între două reveniri în staţia de bază. Valorile măsurate sînt apoi corectate pentru variaţia driftului instrumental (dacă se folosesc magnetometre cu fir de torsiune). Precizia de măsurare a valorilor ΔZ recomandată de creatorii micromagnetismului este de 1,0—1,7 γ. Pentru asigurarea acestei precizii este necesar ca revenirile în staţia de bază a panoului să se succeadă la 2—3 min.

Construirea imaginii microanomaliilor unui panou se face prin proiectarea staţiilor pe un plan de situaţie redactat la o scară potrivită şi interpolarea curbelor de egală valoare a componentei verticale în funcţie de valorile determinate în fiecare staţie.

Pentru interpretarea geologică şi petrografică a datelor de micromagnetism se foloseşte *rozeta microanomaliilor magnetice*[1] propusă de Bruchheim şi Lauterbach. Ea reprezintă rezultatul unei analize statistice a orientărilor curbelor de egală valoare a microanomaliilor magnetice dintr-un panou şi se construieşte într-un mod analog cu rozetele folosite în mineralogie, petrografie sau microtectonică.

În mod practic, curbele de egală valoare a microanomaliilor se împart în segmente de egală lungime, obişnuit de 0,1—0,2 m, la scara imaginii microanomaliilor. Se măsoară unghiul pe care segmentele îl fac cu direcţia nord şi se grupează aceste unghiuri pe intervale de cîte 5°, determinîndu-se numărul lor. Se proiectează pe razele unui cerc sau semicerc, trasate din 5° în 5°, lungimea corespunzătoare numărului de segmente de orientare res-

[1] În literatura geofizică romînească este numită şi „*imagine Lauterbach*"

pectivă, considerînd că lungimea razei cercului este echivalentă numărului cel mai mare de segmente care apar din analiza statistică a panoului respectiv. Final se unesc între ele capetele acestor lungimi marcate pe raze, în succesiunea razelor, obţinîndu-se o imagine sugestivă a direcţiilor preferenţiale de orientare a curbelor de egală valoare a microanomaliilor magnetice din panoul respectiv.

Interpretarea rezultatelor cercetărilor de micromagnetism se face atît pe baza imaginii microanomaliilor din panou cît şi pe baza rozetei microanomaliilor magnetice a panoului respectiv. Pentru aceasta sînt de luat în considerare următoarele elemente:

— intensitatea maximă a microanomaliilor (*A*);
— gradientul orizontal maxim al cîmpului geomagnetic (*G*);
— forma microanomaliilor;
— gradul de orientare sau caracterul difuz al microanomaliilor, pus în evidenţă prin rozeta microanomaliilor magnetice;
— gradul de orientare al axelor microdipolilor magnetici.

Pentru înţelegerea modului în care se face interpretarea geologică şi petrografică a rezultatelor cercetărilor de micromagnetism, vom reproduce în cele ce urmează cîteva exemple după L a u t e r b a c h.

În figurile 118 şi 119 sînt prezentate rezultatele cercetărilor de micromagnetism din R.D.G. într-o zonă de contact între gresii şi argile din Rotliegendes cu o masă de porfire, întreaga zonă fiind acoperită de un strat subţire de depuneri diluviale. Se remarcă caracterul neorientat al microanomaliilor

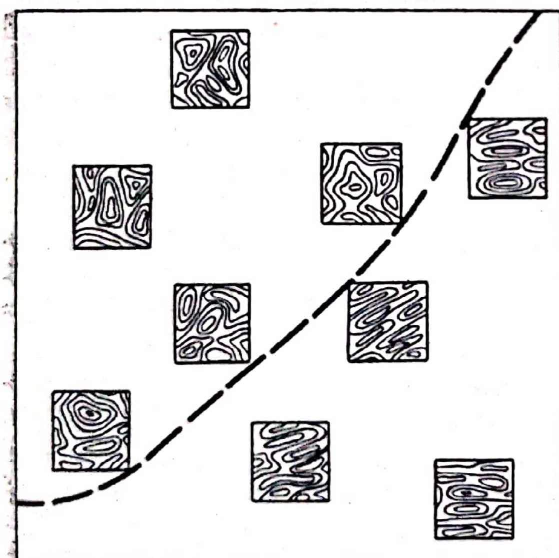


Fig. 118. Imaginile microanomaliilor magnetice în zona de contact între porfire şi Rotliegendes.

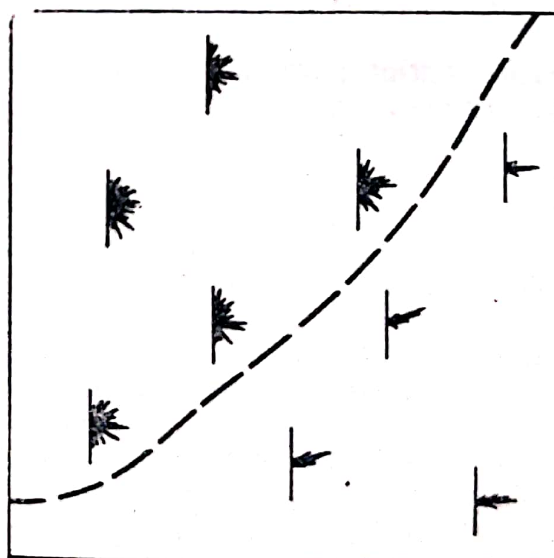


Fig. 119. Rozetele microanomaliilor magnetice în zona de contact între porfire şi Rotliegendes.

magnetice din panourile situate pe argilele şi gresiile din Rotliegendes în contrast cu caracterul sensibil orientat al acestora pe porfire (fig. 118), mai sugestiv pus în evidenţă de rozetele microanomaliilor magnetice (fig. 119). Diferenţa de comportare din punct de vedere micromagnetic a permis trasarea

contactului între cele două tipuri de roci, pe de o parte, sedimentare și, pe de altă parte, eruptive, materializat în figurile 118 și 119 prin linia groasă întreruptă.

În cele ce urmează vom da cîteva exemple din care să reiasă caracteristicile modului de comportare a cîtorva tipuri de roci în imaginile microanomaliilor magnetice.

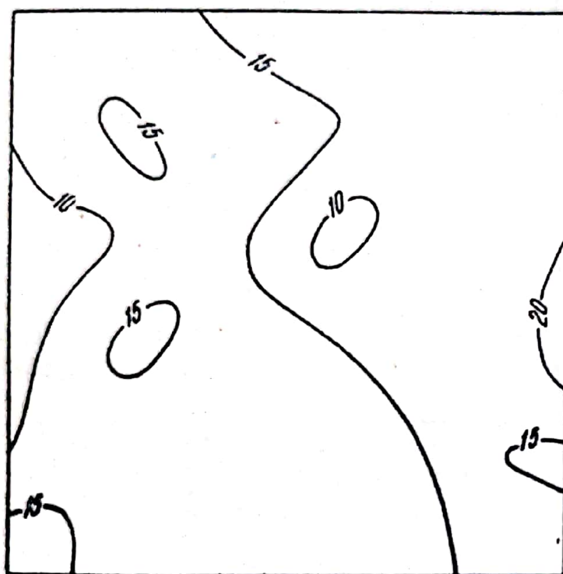


Fig. 120. Microanomaliile magnetice pe granitul de Lausitz

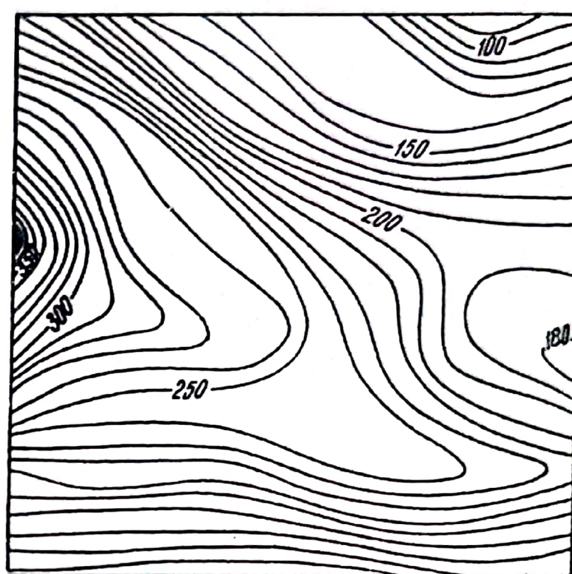


Fig. 121. Microanomaliile magnetice pe un filon de lamprofir din granitul de Lausitz

Figura 120 reproduce imaginea microanomaliilor magnetice dintr-un panou situat pe granitul de Lausitz, caracterizată prin $A = 16\,\gamma$ și $G = 2\,\gamma/\text{m}$, echidistanța curbelor de egală valoare fiind de $5\,\gamma$. Ea reflectă slaba magnetizare a granitului de Lausitz cu lipsa unei orientări preferențiale, datorită unei eventuale tectonizări a acestuia.

Figura 121 reproduce imaginea microanomaliilor magnetice dintr-un panou situat pe un filon de lamprofir din masa granitului de Lausitz, caracterizată prin $A = 383\,\gamma$ și $G = 23\,\gamma/\text{m}$ echidistanța curbelor de egală valoare fiind de $10\,\gamma$. Se constată apariția unor direcții preferențiale de orientare a particulelor magnetice, conținutul în acestea fiind mult mai ridicat decît în masa granitică.

În figura 122 este reprodusă imaginea microanomaliilor magnetice pe un serpentinit, caracterizată prin $A = 767\,\gamma$ și $G = 119\,\gamma/\text{m}$, echidistanța curbelor de egală valoare fiind de $50\,\gamma$. Și aceasta pune în evidență direcții preferențiale de orientare a microanomaliilor, pe un fond de variație a intensității acestora foarte puternice.

În sfîrșit, figura 123 reproduce imaginea microanomaliilor magnetice pe șisturi argiloase din Devonianul inferior din Harz, caracterizată prin $A = 37\gamma$ și $G = 5\,\gamma/\text{m}$, echidistanța curbelor de egală valoare fiind de 5γ. Este de remar-

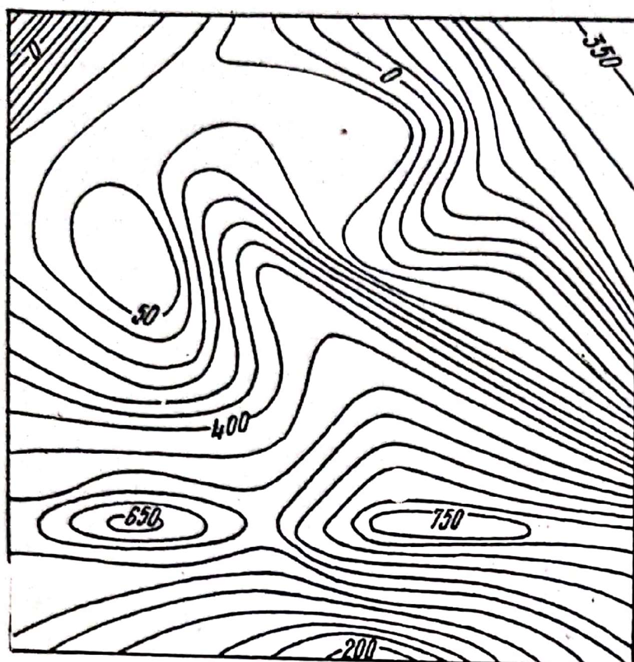


Fig. 122. Microanomaliile magnetice pe un serpentinit.

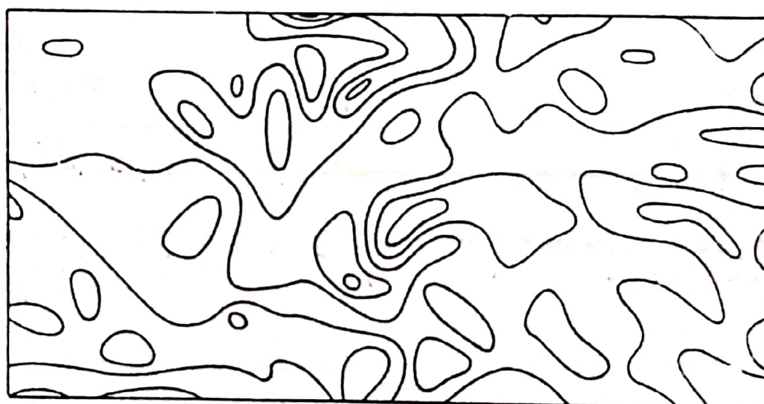


Fig. 123. Microanomaliile magnetice pe un şist argilos din devonianul inferior din Harz.



Fig. 124. Imaginea microanomaliilor magnetice pe aureola de contact a granitului de la Henneberg.

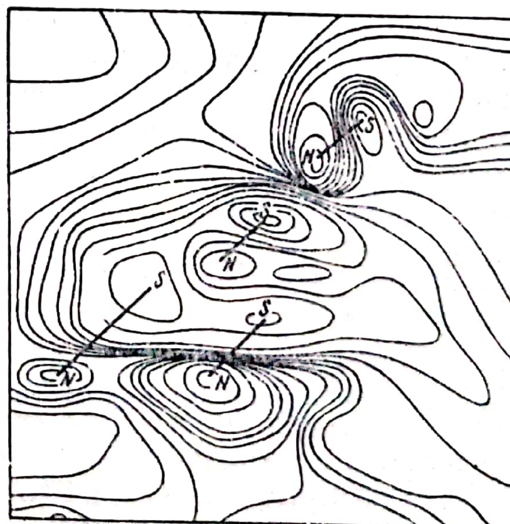


Fig. 125. Imaginea microanomaliilor magnetice pe serpentinitul din Granulitgebirge.

cat frecvența mare a microanomaliilor magnetice și caracterul dezordonat al acestora din punctul de vedere al orientării.

Din cele patru exemple de mai sus reiese clar modul variat de reflectare al structurii și texturii diferitelor tipuri de roci în imaginea microanomaliilor magnetice, precum și importanța intensității maxime și a gradientului orizontal maxim al acestora ca indicatoare pentru interpretarea geologică și petrografică.

Un alt element important pentru analiza datelor de micromagnetism este studiul orientării microdipolilor magnetici, care ne dă indicații asupra caracterului magnetizării rocilor studiate. În figura 124 este reprodusă imaginea microanomaliilor magnetice pe granitul de la Hanneberg, care pune în evidență o orientare difuză a axelor microdipolilor magnetici și în figura 125 imaginea microanomaliilor magnetici pe serpentinitul din Granulitgebirge, care manifestă orientarea axelor microdipolilor magnetici pe o direcție preferențială. În primul caz avem de-a face cu o rocă în care magnetizarea remanentă este predominantă; în al doilea caz, paralelismul axelor dipolilor indică o puternică tectonizare a masei de serpentinit pe o direcție preferențială, punînd în același timp în evidență predominanța magnetizării induse în cîmpul geomagnetic.

1. NATURA PROBLEMELOR GEOLOGICE REZOLVABILE PRIN MICROMAGNETISM

Activitatea intensă depusă pînă în prezent în R.D.G. în domeniul cercetării micromagnetice a avut ca rezultat adunarea unui bogat material informativ, pe baza căruia se conturează natura principalelor probleme geologice rezolvabile prin această metodă. Acestea sînt următoarele:

1.1. **Stabilirea gradului de tectonizare a rocilor.** Una din principalele observații care s-a făcut încă de la primele cercetări de micromagnetism a fost corelația strînsă, care uneori merge pînă la identitate, între direcțiile preferențiale de orientare a microanomaliilor magnetice și elementele de microtectonică, îndeosebi direcțiile de fisurare a rocilor. Explicația acestui fapt constă în aceea că forțele tectonice care produc fisurarea creează tensiuni elastice în masa rocii, orientate pe direcții preferențiale, prezente înainte și în timpul fisurării și care produc modificări de valoare a proprietăților magnetice a rocii pe aceste direcții. Este de asemenea de reținut observația că această corelație între orientarea microanomaliilor magnetice și direcțiile de fisurare este mai bună la rocile cu un conținut mai mic de magnetită decît la cele cu conținut bogat, acestea din urmă reflectîndu-se în imaginea microanomaliilor magnetice cu intensități mai mari și prin microdipoli care complică imaginea. Tot în legătură cu această problemă este de precizat că rezultate mai concludente sînt de așteptat la rocile de suprafață, cu un strat cît mai subțire alterat și cu un relief cît mai liniștit.

Figura 126 reproduce rezultatele obţinute pentru un serpentinit de Granulitgebirge, într-o zonă în care acesta aflorează, avînd suprapusă rozeta microanomaliilor magnetice cu rozeta direcţiilor de fisurare stabilită pe baza datelor măsurate în două deschideri considerate reprezentative. Este evidentă din acest exemplu corelaţia foarte bună între cele două serii de direcţii, între care nu există diferenţe mai mari de 10° şi acestea în număr mic faţă de acelea pentru care există identitate.

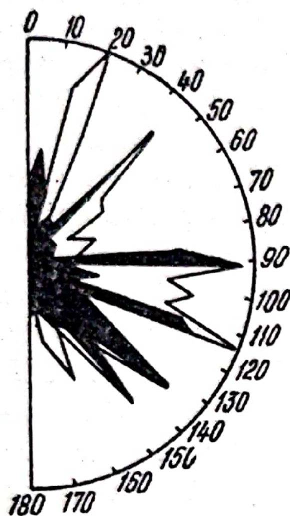


Fig. 126. Rozeta microanomaliilor magnetice (negru) şi a orientării fisurilor (alb) pentru serpentinitul de Granulitgebirge.

1.2. **Determinarea direcţiei de sedimentare.** Cercetările de micromagnetism au pus în evidenţă o altă corelaţie strînsă între direcţiile de alungire a microanomaliilor magnetice şi direcţiile de sedimentare. Aceasta creează un domeniu larg de aplicaţie pentru micromagnetism la determinarea direcţiilor de sedimentare în pachetele de roci de suprafaţă, în care acestea nu sînt evidente, şi reprezintă un instrument preţios îndeosebi pentru geologia cuaternarului care se dezvoltă cu paşi rapizi în momentul de faţă.

1.3. **Decelarea texturilor fluidale.** Micromagnetismul a pus de asemenea în evidenţă o bună corelaţie între direcţiile de orientare a microanomaliilor magnetice şi direcţiile preferenţiale din texturile fluidale ale rocilor efuzive, îndeosebi diabaze şi porfire (direcţia de orientare a feldspaţilor, orientarea generală a masei rocii, distribuţia bulelor gazoase incluse în masa rocii, direcţia traselor de bule gazoase etc.), care păstrează orientarea direcţiei de curgere a masei fluide care s-a răcit relativ rapid.

1.4. **Informaţii asupra trecutului tectonic sau termic al rocilor.** Studiul magnetizării rocilor prin stabilirea orientărilor microdipolilor magnetici reprezintă de asemenea un indicator preţios în legătură cu aceste probleme. Orientarea preferenţială a axelor microdipolilor magnetici arată existenţa în trecutul rocii a unei perioade de tectonizare intensă, sub acţiunea căreia au apărut presiuni sau tensiuni mecanice orientate. Orientarea difuză a axelor microdipolilor magnetici arată, din contră, lipsa unei tectonizări a rocii şi predominanţa fenomenelor termice, care conduce la o magnetizare termoremanentă a rocii manifestată printr-o magnetizare medie relativ unitară a masei rocii şi nelegată de direcţia cîmpului geomagnetic.

Din toate cele expuse mai sus cu privire la micromagnetism rezultă clar că acesta reprezintă o metodă geofizică importantă la îndemîna inginerilor geologi pentru rezolvarea unor probleme geologice şi petrografice de anumite tipuri. Micromagnetismul, combinat cu determinări paleomagnetice şi de vîrstă absolută a rocilor (prin determinări radiometrice de laborator), poate conduce la informaţii complexe deosebit de interesante cu privire la structura şi textura rocilor, precum şi la trecutul tectonic şi termic al acestora în evoluţia geologică a crustei terestre.

CAPITOLUL XX

NOȚIUNI DE PALEOMAGNETISM

Paleomagnetismul studiază variația cîmpului geomagnetic, ca intensitate și direcție, în decursul timpului, pe baza căreia să se poată explica originea acestuia. Dimensiunile mari ale Pămîntului precum și conductibilitatea lui internă ridicată în valoare nu permite variații rapide ale cîmpului geomagnetic. Un studiu concludent în acest scop trebuie deci să se întindă pe o perioadă foarte mare de timp, de ordinul timpilor geologici, adică cel puțin pentru un miliard de ani.

Ideea determinării indirecte a cîmpului geomagnetic din anumite perioade geologice îndepărtate este relativ de dată recentă și s-a născut din unele observații disparate. Astfel, măsurarea magnetizării unor vase etrusce a arătat că înclinația cîmpului geomagnetic original, conservată prin arderea acestor vase de argilă, este diferită de cea actuală din Italia. Studiul magnetizării, unor cărămizi cu o vechime de cîteva sute de ani, efectuate de E. și O. Thellier, a arătat că intensitatea cîmpului geomagnetic la Paris a scăzut considerabil, de la 0,71 și 0,66 Oe la valoarea actuală de 0,45 Oe. Pe baza studiului magnetizării lavelor consolidate ale vulcanului Etna s-a stabilit că declinația cîmpului geomagnetic a variat în Sicilia din secolul al XIII-lea pînă în secolul al XX-lea de la 20°E — 20°W; aceasta a permis lui R. Chevalier, să determine valoarea perioadei de variație seculară la circa 750 de ani, ultimii 350 de ani fiind controlați prin măsurători.

Observația că argilele consolidate sub formă de vase, cărămizi etc., lavele vulcanice etc. conservă cîmpul geomagnetic original a condus la ideea efectuării unor studii științifice pe roci naturale. Cele mai proprii pentru un astfel de studiu au fost considerate argilele vărgate, care reprezintă pachete de depuneri succesive de argile, cu slabe intercalații de nisipuri, corespunzînd succesiunii anotimpurilor (un astfel de ciclu corespunzînd depunerii dintr-un an). Argilele vărgate prezintă din acest punct de vedere marele avantaj că pe baza ciclurilor de sedimentare li se poate stabili vechimea și durata de sedimentare (E. Antevs).

Sedimentele argiloase conțin în general magnetită fin diseminată în masa lor, cu bobul sub 0,3 μ diametru. În timpul depunerii acestora în bazine mari de sedimentare, materialul este supus următoarelor acțiuni [1]:

— Cîmpul geomagnetic, care tinde să orienteze granulele de magnetită după direcția lui;

— Forțe termice, cîmpul gravității, acțiuni hidrodinamice, fenomene coloidale, mișcarea browniană, relieful de fund al bazinelor de sedimentare etc.,

[1] E. A. Johnson, Th. Murphy and O. W. Torreson, *Pre-History of the Earth's magnetic field*, Terr. Magn. and Atm. Electr. LIII, 4, 1948.

care toate tind să altereze direcția de orientare a particulelor de magnetită conformă cu direcția cîmpului geomagnetic.

Dacă sedimentarea argilelor are loc în bazine mari, cu agitație redusă, atunci în orientarea granulelor de magnetită rămîne dominantă direcția cîmpului geomagnetic original. Acest lucru s-a determinat pe cale experimentală, încercările de determinare a intensității de magnetizare la argile fiind încununate de succes.

Pentru a întări fundamentarea metodologiei determinării intensității de magnetizare a argilelor, au fost efectuate și experiențe cu argile depuse în mod artificial în laborator, sub acțiunea unor cîmpuri magnetizante mai intense decît cîmpul geomagnetic. Aceste experiențe au condus la următoarele concluzii deosebit de importante:

— Direcția orizontală a magnetizării argilelor coincide perfect cu aceea a cîmpului magnetizant, deci declinația magnetică este unul din elementele care poate fi determinat cu precizie.

— Unghiul între vectorul de magnetizare și orizontală este în general mai mic decît acela al cîmpului magnetizant, variind cu 0° pînă la 20° și scade cu creșterea intensității cîmpului magnetizant, deci înclinația magnetică este unul dintre elementele care poate fi determinat mai puțin precis.

— Intensitatea de magnetizare a fost proporțională cu aceea a cîmpului magnetizant, deci intensitatea cîmpului geomagnetic original poate fi determinată cu precizie.

— Depunerile la diferite temperaturi ale apei au pus în evidență variația magnetizării argilelor cu temperatura, deci magnetizarea sedimentelor depinde de regimul termic al bazinului în care se face sedimentarea.

— Probele rotite în timpul depunerii au arătat că elementele magnetice nu sînt influențate în orientarea lor de acest fapt, deci magnetizarea sedimentelor nu este influențată de mișcările geologice lente care au eventual loc în timpul depunerii lor.

Rezultatele de mai sus prezintă deosebitul interes de a arăta că determinarea magnetizării prin inducție în cîmpul geomagnetic original, existent în timpul depunerii lor, este în măsură să dea indicații prețioase asupra intensității și direcției cîmpului geomagnetic original.

Determinarea magnetizării sedimentelor poate prezenta interes pentru studiile paleomagnetice dacă se poate demonstra și că aceste sedimente, orizontale sau tectonizate regulat, consolidate sau neconsolidate, prezintă același aspect sistematic al magnetizării pe zone mari în fiecare epocă geologică și că diferă de la o epocă la alta.

Cu alte cuvinte, direcția magnetizării prin inducție în cîmpul geomagnetic a sedimentelor a fost conservată din momentul sedimentării lor și pînă în prezent.

Problema este deci de a demonstra stabilitatea în timp a magnetizării originale a sedimentelor, ținînd cont că sedimentele au putut fi supuse în timp acțiunii unor diverse fenomene geologice sau fizice care ar putea constitui tot

atîtea cauze de instabilitate şi dintre care cîteva mai importante sînt următoarele:

— Interacţiunea unui alt material cu o direcţie de magnetizare diferită;

— Schimbarea poziţiei relative a particulelor sedimentare în timp, datorită torsionării formaţiunilor, cutărilor, forfecărilor, curgerilor etc.;

— Remagnetizarea în timp a sedimentelor.

Verificarea stabilităţii în timp a magnetizării originale a fost făcută în ceea ce priveşte două cauze principale, şi anume:

În primul rînd a fost verificată *stabilitatea magnetizării sedimentelor la vibraţii* de către Johnson, Murphy şi Torreson. Probele de sedimentare depuse în laborator, uscate şi umede, au fost supuse timp de 12 ore la vibraţii cu orientări diferite, echivalente la mai multe secole de cutremure de pămînt. Remăsurarea magnetizării acestor probe a arătat că după acţiunea acestor vibraţii, magnetizarea lor a rămas identică cu cea originală.

În al doilea rînd a fost verificată *stabilitatea la cutarea geologică a sedimentelor*[1]. În acest sens s-a căutat să se determine dacă la formaţiuni cutate simplu, în forme regulate, după reducerea formaţiunii la forma iniţială orizontală, magnetizarea probelor luate din aceasta se orientează practic pe aceeaşi direcţie.

Rezultatele obţinute în această problemă sînt următoarele:

— Pentru cazul unei cute anticlinale, cu o mică asimetrie, constituită din argile vărgate pleistocene (v. fig. 127), au fost luate probe din acelaşi orizont de argile în diverse puncte ale cutei.

Determinările de magnetizare a acestor probe au arătat că tendinţa de variaţie cu unghiul de cutare este mai mare în declinaţie decît în înclinaţie, aceasta ca o urmare a faptului că direcţia primei a fost deranjată mai mult prin cutare (cutarea a fost probabil însoţită şi de o torsionare a formaţiunii).

În figura 127 sînt prezentate atît rezultatele magnetizării măsurate privind declinaţia şi înclinaţia cîmpului geomagnetic original pentru diversele probe studiate cît şi magnetizările privind aceleaşi elemente, corectate pentru unghiul de înclinare al cutei în punctul de unde a fost luată proba respectivă.

Se poate constata că după corectarea valorilor declinaţiei şi înclinaţiei magnetice, alinierea punctelor nu este perfectă, datorită cutării neuniforme (rotire cu torsiune), magnetizării originale neuniforme, erorilor de măsurare etc.; stabilirea magnetizării originale, mai ales referindu-se la datele înclinaţiei magnetice, este însă în general demonstrată într-un grad accentuat.

— Pentru cazul unui conglomerat de vîrstă miocenă a fost demonstrată o stabilitate magnetică mare şi totodată faptul că cîmpul geomagnetic în Miocen a fost comparabil ca intensitate şi direcţie cu cel actual.

— Pentru cazul unei gresii eocene nu au fost obţinute rezultate concludente.

— Pentru cazul unei gresii feruginoase siluriene, la care pachetul de gresii (cu o vechime de 350 000 000 ani) a fost cutat la sfîrşitul Paleozoicului (vechimea cutării fiind 220 000 000 ani) s-a găsit de asemenea o stabilitate foarte bună a magnetizării.

[1] J. W. Graham, *The stability and significance of magnetism in sedimentary rocks*, Journ. of Geophys. Res., LIV, 2, 1949.

— Pentru cazul unui calcar silurian nu s-au putut obţine rezultate concludente.

În concluzie, stabilitatea în timp a magnetizării originale a sedimentelor a fost demonstrată pentru perioade de la 15 000 ani (argile vărgate pleistocene) pînă la 220 000 000 ani (gresii siluriene); de asemenea s-a demonstrat că magnetizarea are un caracter similar (vectorul intensitate de magnetizare are direcţii

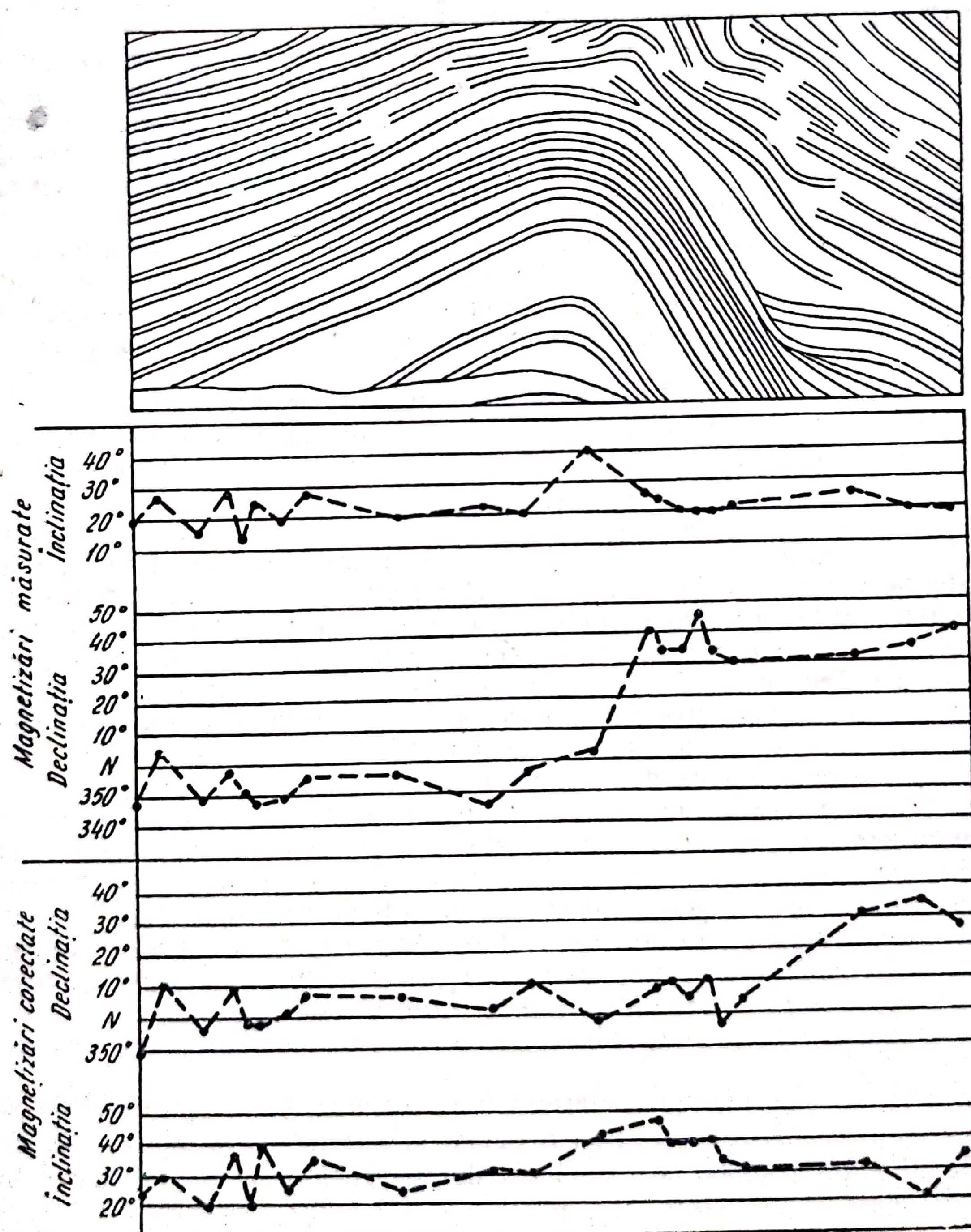


Fig. 127. Verificarea stabilităţii magnetizării la cutare pe un anticlinal de argile vărgate din pleistocen.

aproape paralele) pe regiuni mari, cum a fost, de exemplu, cazul formaţiunii siluriene, la care magnetizarea s-a găsit practic aceeaşi pe circa 80 km.

Din cele de mai sus reiese că s-a demonstrat pe cale experimentală, prin încercări de laborator şi de teren, că determinarea intensităţii de magnetizare a sedimentelor sau chiar a altor tipuri de roci (cum ar fi lavele vulcanice consolidate) reprezintă un procedeu cu fundamentare ştiinţifică pentru determinarea cîmpului geomagnetic original, prezent în timpul formării rocii respective. Aceasta de altfel reprezintă principiul studiilor de paleomagnetism.

În mod practic, determinarea intensităţii de magnetizare, mai ales pentru roci paramagnetice, cum este cazul sedimentelor, este o operaţie dificilă şi delicată. Deoarece trebuie determinat vectorul intensitate de magnetizare atît în mărime cît şi în direcţie, trebuie extrase probe orientate din formaţiunea de studiat, care să aibă o formă geometrică. În general sînt folosite fie probe cilindrice cu diametrul egal cu înălţimea, fie probe de formă cubică[1], acestea permit determinarea componentelor magnetizării $\mathcal{J}_x$, $\mathcal{J}_y$ şi $\mathcal{J}_z$ după direcţiile celor trei axe de coordonate. Aparatura folosită diferă de la un cercetător la altul şi este în general pe bază electronică, pentru a se putea atinge precizia necesară, date fiind intensităţile mici care trebuie măsurate. Pentru a se putea efectua determinări de intensitate de magnetizare chiar pe teren, o dată cu colectarea probelor au fost construite instalaţii autopurtate, adevărate microlaboratoare montate pe autovehicule de tonaj mare.

1. CÎTEVA REZULTATE ALE STUDIULUI MAGNETIZĂRII ROCILOR SEDIMENTARE

În cele ce urmează vom prezenta cîteva rezultate ale diverselor studii asupra magnetizării rocilor sedimentare, din care să reiasă atît natura şi calitatea datelor care se obţin în cercetările de paleomagnetism cît şi concluziile geologice şi geofizice care se degajă din acestea.

1.1. **Argile vărgate din New England, S.U.A.** Au fost studiate depozite glaciale de argile vărgate, în număr de 5000 alternanţe, corespunzînd la o perioadă de sedimentare de 5000 de ani.

Înclinaţia cîmpului geomagnetic, aşa cum se poate observa în figura 128, reiese din valori inconstante şi nesigure. Se poate determina totuşi din datele obţinute o creştere medie continuă de circa 5° a înclinaţiei cîmpului geomagnetic pentru fiecare 1 000 de ani.

Rezultatele privind declinaţia cîmpului geomagnetic sînt reproduse în figura 129.

[1] O. W. Torreson, Th. Murphy and J. W. Graham, *Magnetic polarisation of sedimentary rocks and the Earth's magnetic history*, Journ. of Geophys. Res., LIV,2, 1949.

De asemenea, din determinările făcute asupra acestei argile vărgate a reieşit că, în regiunea studiată, intensitatea cîmpului geomagnetic a variat cu circa 0,5% din valoarea ei actuală la fiecare 100 de ani.

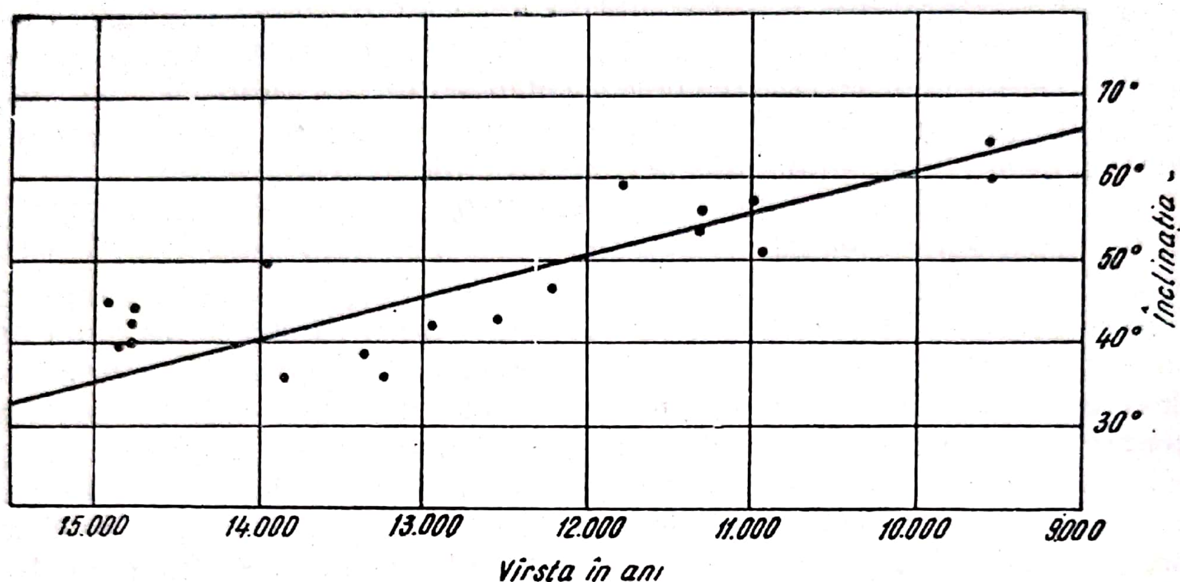


Fig. 128. Înclinaţia cîmpului geomagnetic pentru 5 000 de ani, după argile vărgate în New England, S.U.A.

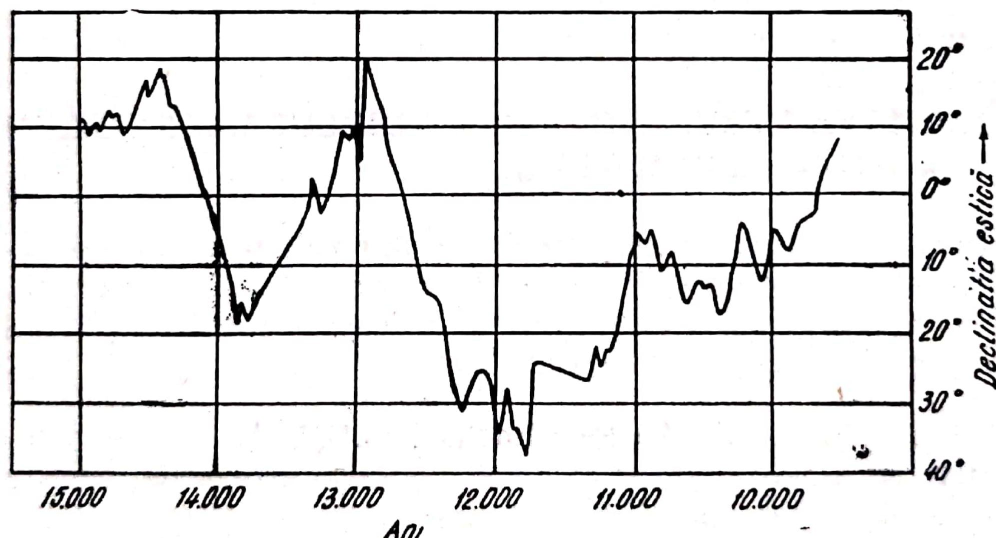


Fig. 129. Declinaţia cîmpului geomagnetic în New England, S.U.A.

1.2. **Probe din sedimentele de fund a Oceanului Pacific.** Studiul magnetizării unor sedimente de fund în Oceanul Pacific a arătat că intensitatea de magnetizare a acestora creşte cu conţinutul lor în argile roşii, bogate în oxizi de fier.

Declinaţia şi înclinaţia vectorului de magnetizare au arătat valori diferite după coordonatele geografice ale punctului din care s-a luat proba respectivă, în general probabile.

Intensitatea de magnetizare, dat fiind că particulele de magnetit au o mărime practic egală, se poate considera ca fiind proporțională cu cantitatea de material feromagnetic prezent. Această observație dă o bază pentru compararea magnetizării originale, care trebuie să fie proporțională cu intensitatea cîmpului geomagnetic original.

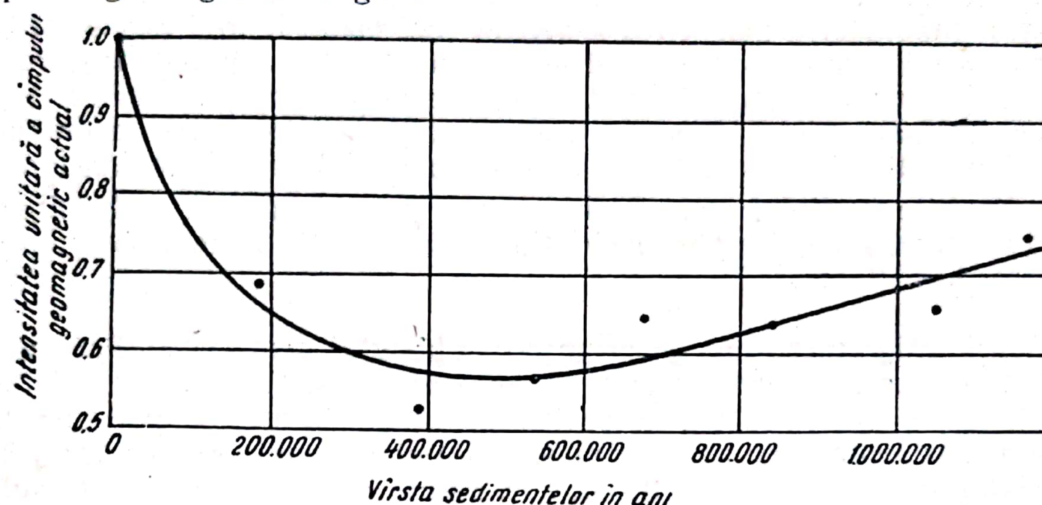


Fig. 130 Variația intensității cîmpului geomagnetic după probe de sedimente din fundul Oceanului Pacific.

În figura 130 este reprodusă o încercare de reprezentare a variației intensității cîmpului geomagnetic după datele determinărilor efectuate pe aceste sedimente a căror vîrstă atinge pînă la 1 000 000 de ani.

1.3. **Probe din formațiuni de la Pliocen la Eocen.** Au fost efectuate determinări a intensității de magnetizare pe probe colectate din formațiuni neogene de vîrstă diferită din perioada cuprinsă între 5 000 000 și 60 000 000 de ani.

Din aceste determinări a reieșit că cîmpul geomagnetic original în această perioadă geologică avea o direcție corespunzătoare, aproximativ cu N geografic actual și o înclinație mai mică cu 6° decît aceea a cîmpului geomagnetic actual.

În ultimii circa 50 000 000 de ani, declinația cîmpului geomagnetic a variat cu circa 20°, iar intensitatea acestuia a variat puțin.

2. APLICAȚII ALE STUDIULUI MAGNETIZĂRII ROCILOR

Rezultatele prezentate mai sus au pus în evidență importanța informațiilor pe care le aduce studiul magnetizării rocilor în legătură cu stabilirea evoluției în timp a Pămîntului. A mai reieșit faptul că variația cîmpului geomagnetic este în general mică din Eocen și pînă în Actual și că deci, pentru a obține date mai importante, dată fiind această evoluție lentă, este necesar să se studieze probe de roci de vîrste mult mai mari

În general, studiul magnetizării se face pe roci sedimentare, care s-au dovedit a fi cele mai proprii în acest scop. Pot fi folosite însă pentru studii şi roci metamorfice sau eruptive, în unele cazuri favorabile. Rocile eruptive se magnetizează în cîmpul geomagnetic în timpul răcirii lor, după ce temperatura lor coboară sub punctul C u r i e al elementelor feromagnetice pe care le conţin. Stabilitatea magnetică a acestor roci poate fi însă foarte diferită, la temperaturi ordinare, depinzînd de compoziţia lor chimică, textura lor, forma şi dimensiunile granulelor etc. Rocile metamorfice prezintă în general magnetizări foarte slabe. Aşa cum s-a spus mai sus, în cazuri favorabile şi studiul magnetizării acestor tipuri de roci conduce la rezultate concludente.

Aplicaţiile studiului magnetizării rocilor pot urmări mai multe direcţii, toate de interes geologic şi în unele din aceste direcţii au fost obţinute deja rezultate importante.

2.1. **Migraţia polilor geomagnetici în trecutul geologic al Pamîntului.** Mişcarea polilor geomagnetici în trecutul geologic este un lucru constatat în prezent, deşi nu se cunoaşte încă poziţia lor exactă în diverse momente. Cum axa de rotaţie a sîmburelui central al Pămîntului, din motive mecanice (pentru stabilitatea Pămîntului pe orbita lui de revoluţie în jurul Soarelui) trebuie să fie fixă, se admite că există o alunecare continuă a crustei exterioare faţă de nucleul central. Această alunecare a făcut ca poziţia aparentă a polilor geomagnetici pe crusta solidă (punctele în care axa geomagnetică înţeapă suprafaţa Pămîntului) să fie diferită în trecutul geologic al Pămîntului.

Prin determinarea direcţiei magnetizării rocilor din diverse perioade geologice, dacă există o oarecare garanţie de stabilitate a magnetizării lor în timp, se poate reconstitui axa polilor geomagnetici şi explica în parte schimbarea climatelor în trecutul geologic. Trebuie precizat că, din motive fizice, axa polilor geomagnetici trebuie să fie întotdeauna în vecinătatea axei polilor geografici, respectiv a axei de rotaţie a Pămîntului. Unghiul actual de 11,5° pe care îl face axa geomagnetică cu axa de rotaţie a Pămîntului pare a fi un maxim în acest sens. În modul acesta alunecarea crustei terestre faţă de nucleul central poate fi determinată cu suficientă precizie.

În cele ce urmează prezentăm cîteva din rezultatele obţinute cu privire la poziţia polilor geomagnetici pentru cîteva perioade mai importante din trecutul geologic, aşa cum reiese din studiile de paleomagnetism.

— *Depozite din Cambrianul superior, Texas, U.S.A.*[1]. Vîrsta acestor depozite este între 520 000 000 şi 440 000 000 de ani. Au fost folosite probe de roci argiloase.

Polul geomagnetic boreal a fost găsit la coordonatele $\varphi = 0°$, $\lambda = 158°E$, situat în Oceanul Pacific, pe linia ecuatorului geografic actual la nord-est de Australia.

Polul geomagnetic austral a fost găsit la coordonatele $\varphi = 0°$, $\lambda = 22°W$, situat în Oceanul Atlantic, pe linia Ecuatorului geografic actual, aproximativ la jumătatea distanţei dintre Africa şi America de Sud.

---

[1] L. G. H o w e l l and J. D. M a r t i n e z, *Polar movement as indicated by rock magnetism*, Geophysics, XXII, 2, 1957.

— *Depozite din Carbonifer, Texas, S.U.A.* Vîrsta acestor depozite este între 265 000 000 și 210 000 000 de ani. Au fost folosite probe de concrețiuni calcaroase elipsoidale, strate calcaroase și șisturi, colectate pe o distanță de circa 110 km.

Polul geomagnetic boreal a fost găsit la coordonatele $\varphi = 41°N$, $\lambda = 128°E$, situat pe coasta estică a Asiei, în Manciuria.

Polul geomagnetic austral a fost găsit la coordonatele $\varphi = 41°S$, $\lambda = 52°W$, situat în Oceanul Atlantic, la sud-estul Americii de Sud.

— *Depozite din Triasic-Permian, S.U.A. și Anglia.* Vîrsta acestor depozite este între 210 000 000 și 185 000 000 ani.

Polul geomagnetic boreal a fost găsit situat în zona estică a Asiei, aproximativ în nordul Chinei.

Polul geomagnetic austral a fost găsit situat în Oceanul Atlantic, în apropierea capătului de sud-est a Americii de Sud.

— *Depozite de fundament din Danemarca și nordul Olandei.*[1]) Au fost folosite probe din fundamentul pachetului de roci sedimentare, de vîrstă necunoscută.

Polul geomagnetic boreal a fost găsit situat în zona centrală de coastă a Siberiei de nord.

Polul geomagnetic austral a fost găsit situat pe coasta de nord a Antarcticei, în dreptul Americii de Sud.

— *Depozite din cretacic*[2] *miocen, de la eocen la pliocen* au arătat o poziție a polilor geomagnetici foarte apropiată sau chiar identică cu cea actuală.

În concluzie, migrația polilor geomagnetici apare ca un fenomen care s-a desfășurat progresiv din paleozoic pînă în actual. Ea reprezintă o deplasare de circa 20 km sau 0,2° arc la 1 000 000 de ani, datorită unei mișcări relative către est a crustei terestre față de nucleul central al Pămîntului.

În figura 131 este reprodusă o schiță, după Howell și Martinez, în care este redată migrația polilor geomagnetici în timpul erei paleozoice, în raport cu polii geomagnetici actuali.

2.2. **Determinări de vîrstă a formațiunilor geologice**. Aceasta reprezintă o aplicație posibilă pentru formațiunile nefosilifere, la care vîrsta nu poate fi stabilită pe o altă cale și se bazează pe următoarele:

— Drumul trasat de vectorul magnetizare într-o serie continuă de sedimente poate da o idee asupra ordinei și vitezei de sedimentare.

— Comparația direcțiilor medii de magnetizare la diverse pachete de roci poate conduce la fixarea vîrstei unora, dacă pentru altele (cu vîrstă necunoscută) direcțiile medii sînt identice.

— Comparația direcțiilor medii a magnetizării în diferite continente la roci de aceeași vîrstă geologică conduce la idea unor mișcări relative a continentelor.

---

[1] A. Lundback, *Combined analysis of gravimetric and magnetic anomalies and some paleomagnetic results*, Geophys., Prosp., IV, 3, 1956.

[2] S. K. Runcorn, *Applications of the remanent magnetisation of rocks*, Geophys. Prosp., IV, 3, 1956.

— Magnetizările inverse, care apar la intervale de cîteva sute de ani, pot de asemenea servi la corelaţii între orizonturi stratigrafice sau chiar între mase de roci eruptive.

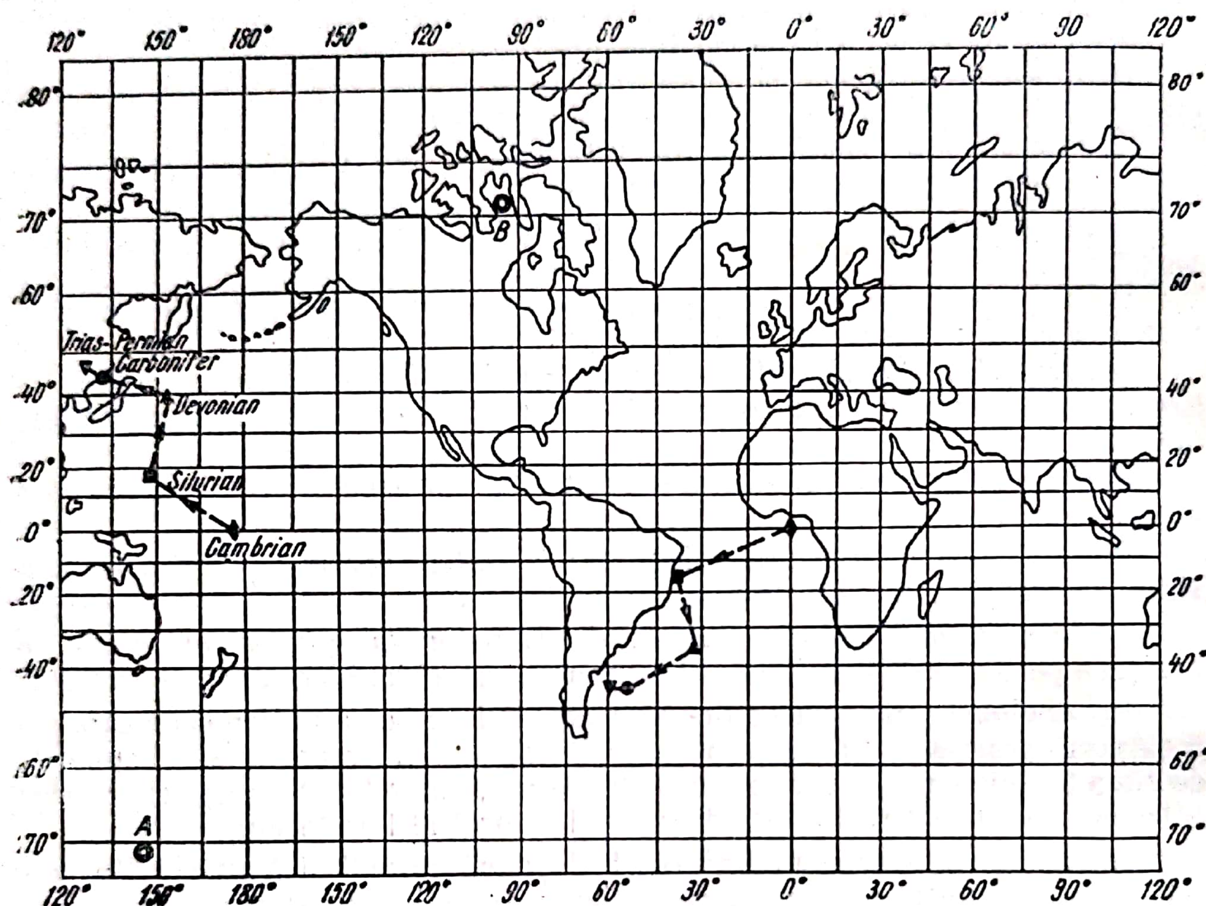


Fig. 131. Poziţia medie a polilor geomagnetici în Paleozoic după date de paleomagnetism.

2.3. **Determinarea trecutului termic al rocilor**. Pe baza direcţiilor de magnetizare se pot reconstitui ciclurile de metamorfism pe care le-au suferit în trecutul geologic masele de roci respective.

Dacă rocile sînt încălzite peste punctul C u r i e în diferitele cicluri de metamorfism, diversele minerale care apar se vor magnetiza după direcţii diferite. Determinarea acestor direcţii diferite de magnetizare poate conduce la reconstituirea trecutului termic al rocilor, adică a numărului ciclurilor de metamorfism.

Ultimele două aplicaţii ale determinării magnetizării rocilor sînt deocamdată în stadiu experimental. Punerea la punct a unei metodici adecvate în rezolvarea acestor probleme geologice va adăuga noi criterii, de data aceasta paleomagnetice, care vor mări numărul posibilităţilor de rezolvare în cercetarea geologică privind unele probleme complicate care deocamdată nu au o soluţie satisfăcătoare.

CAPITOLUL XXI

METROLOGIA RADIAŢIILOR ŞI EMANAŢIILOR ÎN PROSPECŢIUNEA ŞI CAROTAJUL RADIOACTIV

Aparatura pentru prospecţiunea radiometrică şi carotajul radioactiv este construită fie în scopul punerii în evidenţă a radiaţiilor emise de distribuţia elementelor radioactive din subsol (prin metoda ionizării sau prin cea a scintilaţiei), fie în scopul punerii în evidenţă a emanaţiilor în aerul la sol legate de această distribuţie de masă radioactivă.

1. METODE ŞI APARATE DE MĂSURĂ PENTRU RADIAŢII

1.1. **Metode de ionizare.** Aceste metode se bazează pe acţiunea ionizantă a radiaţiilor asupra aerului atmosferic sau a unui amestec de gaze convenabil ales.

Aparatele folosite pentru aplicarea acestei metode sînt de două tipuri, şi anume: camere de ionizare şi contoare Geiger-Müller.

1.1.1. Camere de ionizare. Părţile componente principale ale acestor aparate sînt reprezentate de o cameră de ionizare cilindrică şi un electroscop sau electrometru.

a). *Camera de ionizare cilindrică.* În figura 132 este reprezentată schiţa de principiu a unei camere de ionizare cilindrică. Ea se compune dintr-un cilindru metalic închis *1*, în interiorul căruia intră o tijă metalică *3*, care are funcţiunea de electrod colector. Izolarea electrodului colector de pereţii camerei cilindrice se face cu ajutorul unui izolator *2* din chihlimbar sau cuarţ topit, a inelului metalic de protecţie *4* şi a izolatorului secundar *5* confecţionat din ebonită sau plexiglas.

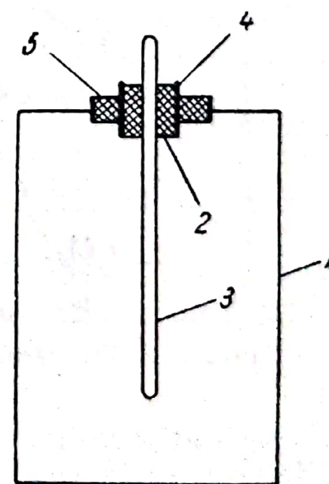


Fig. 132. Cameră de ionizare cilindrică

Datorită acţiunii radiaţiilor care pătrund în camera cilindrică, mediul gazos din aceasta se ionizează şi transmite o sarcină electrostatică (echivalentă gradului de ionizare) electrodului colector.

Măsura tensiunii electrice astfel create va reprezenta măsura gradului de ionizare, respectiv a intensităţii radiaţiilor care au pătruns în camera de ionizare.

b) *Electroscoape.* Electroscoapele sînt aparate electrostatice, a căror funcţiune este de a determina o tensiune electrică măsurabilă, bazîndu-se pe interacţiunea dintre conductoarele încărcate care se găsesc plasate într-un cîmp electric.

Un aparat din această categorie este reprezentat de *electroscopul cu torsiune*, model sovietic SG-2M, a cărui schiţă de principiu o prezentăm în figura 133, atît în vedere laterală (stînga) cît şi de sus (dreapta). Acesta este compus dintr-un corp metalic cilindric *5*, în interiorul căruia se găseşte un fir de cuarţ metalizat, în formă de cruce *1*, întins între inelul confecţionat tot dintr-un fir de cuarţ *2* şi electrodul metalic *3*, fixat la rîndul lui în izolatorul *4*. Firul de cuarţ este prevăzut cu un indicator *8*. În corpul electroscopului sînt practicate două ferestre, una pentru microscop *6* şi a doua pentru iluminarea scalei miscroscopului *7*.

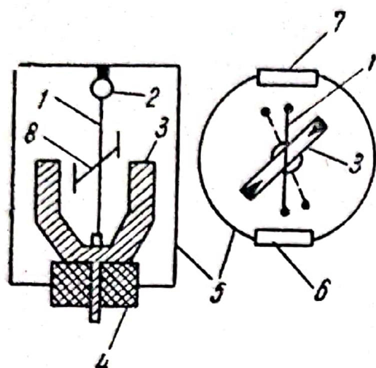


Fig. 133. Electroscopul cu torsiune model SG-2M

Este de specificat că metalul care acoperă firul de cuarţ este în contact cu electrodul metalic *3*.

Atunci cînd este aplicată o sarcină electrică electroscopului, braţul orizontal al crucii firului de cuarţ împreună cu indicatorul *8* va fi respins de cuţitele (părţile proeminente) electrodului, deviaţia indicatorului citită la microscop fiind proporţională cu valoarea sarcinii aplicate.

c) *Electrometre*. Electrometrele sînt aparate electrostatice asemănătoare cu electroscoapele, dar care necesită o alimentare suplimentară cu tensiune electrică.

Un tip de aparat din această categorie este *electrometrul cu torsiune* model SG-1M. Schiţa de principiu a acestui aparat este reprodusă în figura 134 în vedere laterală (stînga) şi de sus (dreapta).

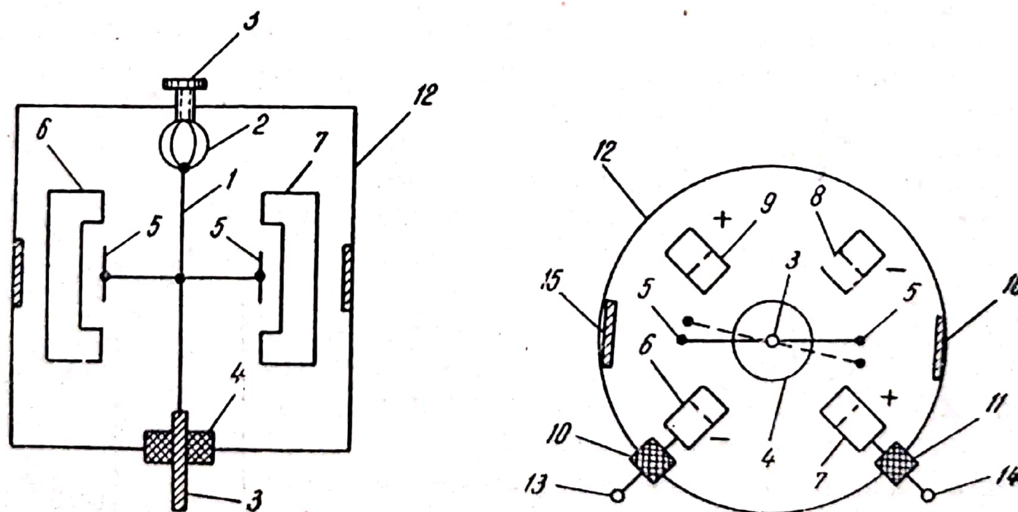


Fig. 134. Electrometrul cu torsiune model SG-1M.

Aparatul are un corp metalic *12* de formă cilindrică. În centrul acestuia şi în poziţie verticală se găseşte firul de cuarţ metalizat *1*, în formă de cruce, fixat la partea superioară de bastonaşul de cupru *3* prin intermediul arcurilor de cuarţ *2* şi la partea inferioară de un al doilea bastonaş de cupru *3* izolat

de pereţii aparatului cu ajutorul izolatorului de chihlimbar *4*. Pe braţul orizontal al crucii firului se găsesc fixaţi indicatorii *5*. În interiorul electrometrului mai sînt electrozii metalici notaţi cu *6*, *7*, *8* şi *9*, a căror polaritate este indicată în figura 134 (dreapta). Aplicarea tensiunii la electrozii metalici se face cu ajutorul barelor *13* şi *14*, legătura între acestea şi electrozi fiind izolată de corpul metalic cu ajutorul izolatorilor de chihlimbar *10* şi *11*. În corpul aparatului sînt practicate ferestrele *15* şi *16*, una pentru iluminare şi cealaltă pentru observarea indicatorului *5*, cu ajutorul unui microscop.

Deplasarea braţului orizontal al firului la aplicarea unei tensiuni electrice se stabileşte ca deplasarea unuia din indicatori faţă de poziţia netorsionată a firului (în absenţa tensiunii de aplicat).

Avantajul mare al electrometrului cu torsiune este că indicaţiile pe care le furnizează sînt independente de înclinarea aparatului.

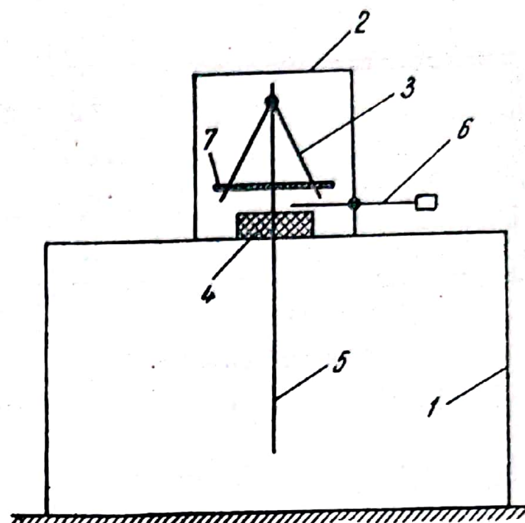


Fig. 135. Cameră de ionizare pentru prospecţiunea radiometrică.

De dată relativ recentă a apărut un alt tip de aparat din această categorie, şi anume *electrometrul cu tub electronic*, în care amplificarea curentului de descărcare sau a tensiunii electrice se face cu ajutorul unui tub electronic.

d) *Camera de ionizare pentru prospecţiunea radiometrică*. Camerele de ionizare au fost folosite iniţial pentru detectarea radiaţiilor α şi abia în ultima vreme a fost extinsă aplicarea lor şi la celelalte radiaţii.

În figura 135 prezentăm schiţa unei camere de ionizare pentru prospecţiunea radiometrică bazată pe radiaţii α. Aparatul este constituit dintr-o cameră de ionizare deschisă la partea inferioară *1*, în interiorul căreia intră bara de dispersiune *5*, care este în acelaşi timp electrod colector pentru camera de ionizare şi tijă pentru electrometru, a cărui casetă este *2*. Bara de dispersiune este izolată de corpul electrometrului şi a camerei de ionizare cu ajutorul izolatorului *4*. La partea superioară a barei de dispersiune sînt fixate două foiţe, a căror deviaţie poate fi determinată pe o scară gradată *7*. În interiorul electrometrului intră de asemenea bara de încărcare *6*, izolată şi ea de caseta acestuia.

Dacă electrometrul este încărcat prin bara de încărcare (cu ajutorul unei baterii uscate), foiţele vor căpăta un anumit unghi de dispersiune. Pentru aceeaşi sursă electrică şi în mediu neradioactiv, unghiul de deviaţie al foiţelor va fi acelaşi.

Dacă aparatul este aşezat pe un mediu radioactiv (de exemplu pe sol, în cursul prospecţiunii radiometrice), atunci unghiul de deviaţie al foiţelor se va modifica datorită ionizării aerului din camera de ionizare, sub acţiunea radiaţiilor emise de mediu.

Variaţiile unghiului de deviaţie, măsurate în diviziuni de scară, sînt proporţionale cu intensitatea radiaţiilor în diferite puncte unde se face măsurătoarea şi reprezintă măsura acestora.

În ultima vreme este folosită pe scară din ce în ce mai largă măsurarea directă a curentului de descărcare al electroscopului, în loc de citirea variaţiilor unghiului de dispersiune al foiţelor.

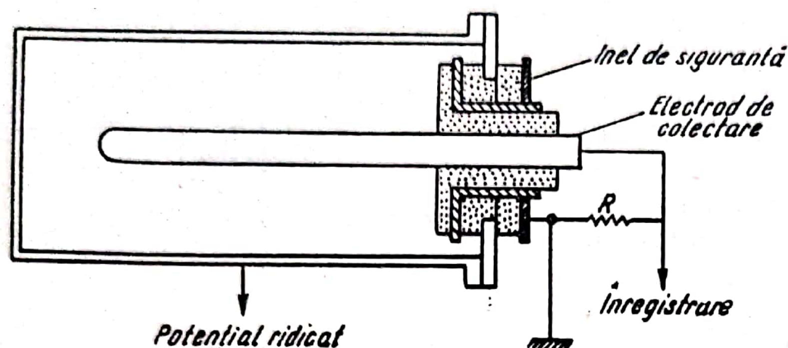


Fig. 136. Schema unei camere de ionizare

e) Pentru *carotajul radioactiv* se folosesc de asemenea camere de ionizare. Schema unei camere de ionizare pentru acest scop este reprodusă în figura 136.

Aceste camere de ionizare sînt închise şi conţin un gaz inert (azot, argon etc.) la presiune de circa 100 atm. Sub acţiunea radiaţiilor γ se produce ionizarea gazului din interior. Curentul de descărcare, proporţional cu intensitatea radiaţiilor, este amplificat şi înregistrat la suprafaţă.

1.1.2. Contoare Geiger-Müller. Acestea sînt aparate care folosesc ionizarea unui amestec gazos, de compoziţie dată şi menţinut la o presiune constantă într-o cameră închisă.

În figura 137 este prezentată schema de principiu a acestui aparat. El este compus dintr-un tub Geiger-Müller şi un dispozitiv de amplificare şi numărare a descărcărilor electrice în tub. Tubul Geiger-Müller este reprezentat de un balon de sticlă *3*, în care se găseşte un amestec de argon, vapori de alcool şi acetat de amil, la o presiune de la 8—760 mm Hg.

În interiorul balonului se găsesc doi electrozi, între care este menţinută o diferenţă de potenţial mare, de ordinul a 1 000 V. Anodul este reprezentat de un fir metalic de wolfram sau molibden, iar catodul de un cilindru metalic care îl înconjură. Alimentarea electrozilor se face prin intermediul rezistenţei *4* şi a redresorului de înaltă tensiune *5*.

Tubul Geiger-Müller este conectat la numărătorul electromecanic *8*, prin intermediul amplificatorului *6* şi a demultiplicatorului *7*.

Sub acţiunea radiaţiilor, gazul din tubul Geiger-Müller se ionizează şi mediul devenind bun conducător se produce o descărcare electrică între cei doi electrozi. Descărcarea produce un impuls în grila de comandă a tubului de intrare care este amplificat şi înregistrat. În modul acesta, aparatul poate număra particule individuale şi de aceea a căpătat denumirea de contor.

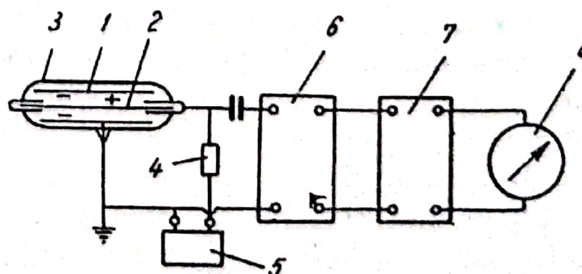


Fig. 137. Contorul Geiger-Müller

Numărul de descărcări în unitatea de timp este proporţional cu intensitatea radiaţiei.

Există contoare Geiger-Müller pentru radiații β și γ.

În general nu se lucrează cu un singur contor Geiger-Müller, ci cu ansambluri de astfel de aparate numite *radiometre*. Dintre tipurile folosite pe scară largă în practica prospecțiunii radiometrice amintim următoarele:

Radiometrul UR-4, de construcție sovietică, construit numai pentru determinarea radiațiilor γ. Aparatul are un receptor de radiații care conține trei contoare Geiger-Müller cu catozi de cupru, umpluți cu argon și un compus al metilului. Contoarele sînt amplasate într-un tub amovibil, prevăzut cu un baston telescopic, pentru cercetarea mai comodă a punctelor greu accesibile.

Receptorul de radiații este conectat printr-un cordon flexibil la cutia de comandă, în care sînt amplasate elementele circuitului de amplificare-înregistrare a aparatului și sursele de alimentare. Pe panoul superior al cutiei este situat un aparat de măsurat curentul (microampermetru), destinat să măsoare numărul mediu de descărcări în unitatea de timp care iau naștere în receptorul de radiații.

Radiometrul mai are de asemenea o cască telefonică amovibilă, a cărei scop este indicarea auditivă a impulsurilor. Operatorul circulă pe teren în cursul prospecțiunii cu casca la ureche și se oprește pentru determinarea exactă a intensității radiațiilor numai în locurile unde numărul de descărcări pe care le aude în cască depășește zgomotul dat de fondul radiometric al regiunii.

Greutatea totală a radiometrului UR-4 este de 4,8 kg.

Radiometrul RP-1, de asemenea de construcție sovietică, este destinat determinării intensității radiațiilor β sau γ sau a radiațiilor β și γ global.

Aparatul are un dispozitiv amovibil — receptor de radiații — care conține un contor pentru radiații γ. Receptorul are o husă superioară demontabilă, care se scoate atunci cînd ne interesează să măsurăm și intensitatea radiațiilor β.

Receptorul de radiații este conectat la o cutie de comandă, care conține elementele circuitului de amplificare-înregistrare, sursele de alimentare, casca telefonică și microampermetrul, la care deviația acului este proporțională cu frecvența medie a impulsurilor care vin de la receptor.

Un aparat de o deosebită importanță în prospecțiunea radiometrică, tot de construcție sovietică, este *Stația aero-geofizică complexă ASGM-25*, care permite înregistrarea simultană din avion a cîmpului de radiații γ și a cîmpului geomagnetic, cu înregistrarea continuă a altitudinii de zbor.

Stația este compusă din:

— Un aero-radiometru, care conține o casetă cu 36—72 contoare γ de tip VS-9 conectate în paralel, o cutie de comandă cu dispozitivul de amplificare și un subansamblu de înregistrare automată a indicațiilor aparatului, compus dintr-un microampermetru, care servește drept indicator vizual al intensității radiațiilor, și un bloc de înregistrare automată cu un microampermetru înregistrator cu ac-peniță și o bandă de hîrtie de înregistrare antrenată de un mic motor electric.

— Un aero-magnetometru pentru determinarea variațiilor intensității cîmpului geomagnetic *T*, de tipul *reactor saturabil*, descris la capitolul 17.

— Un altimetru înregistrator al altitudinii reale de zbor.

15 - 1660

Greutatea totală a aparatului este de 130 kg. Staţia aero-geofizică complexă ASGM-25 permite obţinerea de date de informare cu privire la distribuţia cîmpului de radiaţii γ şi a cîmpului geomagnetic într-un timp scurt, cu acoperirea de suprafeţe mari, ceea ce reprezintă un mare avantaj.

1.2. **Metode de scintilaţie**. Anumite cristale, cum sînt cele de sulfură de zinc, tungstat de calciu, antracen, naftalen, iodură de sodiu, taliu activat cu iodit de sodiu etc., au proprietatea de a absorbi radiaţiile şi de a emite scîntei luminoase, al căror număr în unitatea timp este proporţional cu intensitatea radiaţiei. Aceste scîntei sînt detectate de un tub fotomultiplicator şi înregistrate, pentru care motiv aparatele poartă numele de *contoare cu scintilaţie*.

Contoarele cu *scintilaţie* sînt mult mai sensibile decît contoarele Geiger-Müller; sensibilitatea lor este mai mare de peste 100 de ori. Ele mai prezintă marele avantaj că pot determina cantitativ intensitatea radiaţiilor γ, putînd face analiza dacă radiaţiile sînt produse de U sau Th.

Un aparat de largă aplicare este *radiometrul de teren cu scintilaţie SG-42*, de construcţie sovietică. Acesta este compus dintr-un dispozitiv sondă amovibil, construit din aluminiu, care conţine un cristal luminiscent de iodură de sodiu, un multiplicator fotoelectric şi circuitele de amplificare. Dispozitivul sondă este conectat cu un cordon flexibil la blocul de măsurare, care conţine dispozitivul de măsurare, generatorul de tensiune şi sursele de alimentare.

2. METODE ŞI APARATE DE MĂSURĂ PENTRU EMANAŢII

Emanometria determină, prin metoda ionizării, concentraţia radonului sau toronului în probe de aer din sol.

Pentru luarea probelor de aer din sol se sapă o gaură, care, în mod obişnuit are o adîncime de 2 m şi un diametru de 1'' (Ø 25,4 mm) în care se introduce o ţeavă sau se foloseşte un trepan special care se bate în pămînt. Ţeava sau trepanul sînt legate cu un furtun de cauciuc la o pompă cu piston, care are funcţiunea de a aspira aerul din sol şi de a-l refula în emanometru.

Aparatul cel mai des folosit la noi în ţară în acest scop este *Emanometrul SG-11*, de construcţie sovietică. Acesta este compus dintr-o cameră de ionizare şi un electrometru SG-1M.

Camera de ionizare are o formă cilindrică şi este împărţită în două semicamere demontabile, prevăzute cu robinete de intrare şi ieşire, astfel încît este asigurată umplerea lor cu aerul aspirat din sol, precum şi posibilitatea înlocuirii rapide a acestuia sau curăţirii camerei în cazul contaminării ei cu produse ale dezintegrării emanaţiilor.

Electrometrul tip SG-1M măsoară curentul de ionizare care ia naştere în cameră în cursul dezintegrării radioactive a emanaţiei.

Există şi posibilitatea de determinare separată a emanaţiilor de radon şi thoron în aerul din sol, folosind două camere de ionizare uşor înlocuibile.

Trebuie precizat că în domeniul construcției de aparatură pentru prospecțiunea radiometrică există și prețioase contribuții romînești; acestea privesc îndeosebi radiometre pentru probleme speciale, cu un factor de sensibilitate foarte ridicat și sînt folosite cu bune rezultate de către unitățile operative.

3. METODICA ȘI TEHNICA PROSPECȚIUNII RADIOMETRICE

Vom da mai jos cîteva relații asupra modului cum sînt organizate, conduse și executate lucrările de prospecțiune radiometrică pentru rezolvarea problemelor geologice puse acestui gen de prospecțiune geofizică.

3.1. **Felul lucrărilor de prospecțiune radiometrică.** În funcție de caracterul și obiectivul problemei geologice, lucrările de prospecțiune radiometrică pot fi:

3.1.1. Lucrări de recunoaștere, care furnizează date generale informative, pe baza cărora se pot delimita unitățile geologice și raiona zonele interesante sau de perspectivă economică pentru zăcăminte de minerale radioactive. În rezolvarea acestor probleme se folosește:

Aero-radiometria, fie utilizînd un radiometru montat cu direcția sensibilității maxime perpendiculară pe axa avionului, fie două radiometre montate de o parte și de alta a avionului, fie stația aero-geofizică complexă ASGM-25;

Radiometria pe sol cu aparatură autopurtată, utilizînd o aparatură asemănătoare fixată la bordul unui autovehicul.

3.1.2. Lucrări de detaliu, care urmăresc conturarea zăcămintelor de minerale radioactive sau rezolvarea unor probleme geologice de structură locală. Aparatura folosită este reprezentată, după caz, de radiometre, sau emanometre, de toate tipurile descrise anterior. Ea este purtată de operatori care execută o cartare în suprafață în puncte situate la distanță mică, de ordinul zecilor de metri și de preferință dispuse într-o rețea geometrică, pentru acoperirea cît mai uniformă a zonei de cercetat.

3.1.3. Lucrări de mare detaliu, al căror scop este efectuarea de studii intensive, în puncte la distanță de cîțiva decimetri sau metri și în zone restrînse, cum ar fi deschideri geologice, galerii, puțuri etc., pentru precizarea de amănunt a limitelor zăcămintelor în cursul prospectării, explorării sau chiar a exploatării lor.

Așa cum reiese din capitolul precedent, efectuarea determinării intensității radiațiilor sau emanațiilor este în general o operație simplă și se reduce la citirea corectă a indicațiilor unui microampermetru în punctele în care se staționează pentru măsurătoare. Prelucrarea datelor de măsurare în vederea construirii hărților sau profilurilor de rezultate ale prospecțiunii radiometrice este însă ceva mai complicată, deoarece comportă aplicarea unor corecții care urmăresc eliminarea unor efecte independente de acela al distribuției elementelor radioactive din subsol, singura care prezintă interes din punct de vedere geologic.

3.2. **Corecţiile care se aplică determinărilor radiometrice brute** sînt următoarele:

3.2.1. Corecţia „de zero" sau de „fond radiometric" a măsurătorilor. Această corecţie urmăreşte eliminarea a trei efecte deosebite pe care le înregistrează aparatura radiometrică, şi anume:

a) *Efectul razelor cosmice*. În urma bombardamentului cu particule cu sarcină electrică pozitivă (protoni) pe care îl suferă atmosfera terestră ia naştere o radiaţie secundară, constituită din electroni, mezoni, fotoni etc., care poartă numele de raze cosmice. Aceste radiaţii, care au energie şi putere de penetraţie mare, produc un efect ce nu poate fi ecranat total, ci numai diminuat în intensitate de pereţii aparaturii şi care este, parţial, aşa cum s-a spus, înregistrat de aceasta.

b) *Efectul radicactiv al aparatului însuşi*. Materialele din care sînt confecţionate diversele aparate radiometrice conţin urme de elemente radioactive care nu au putut fi îndepărtate în procesul metalurgic şi tehnologic. Acestea dau naştere unui efect slab însă existent, care reprezintă de fapt o constantă a fiecărui aparat.

c) *Efectul formaţiunilor geologice, neinteresante din punct de vedere economic*. Toate rocile din natură conţin în proporţii mici elemente radioactive, care creează un cîmp radioactiv regional de intensitate mică, ce de asemenea este înregistrat de aparate.

Pentru determinarea valorii corecţiei de zero, în zonele în care se execută prospecţiuni radiometrice se efectuează măsurători repetate în puncte în care nu sînt surse radioactive puternice, efectuate la diverse ore ale zilei, în zile cu diferite condiţii meteorologice şi dacă este posibil chiar în diverse anotimpuri. Media generală a tuturor acestor determinări reprezintă corecţia *de zero* sau corecţia *de fond radioactiv* pentru zona de prospectat şi valoarea ei este scăzută din valorile determinate în punctele de măsurare.

3.2.2. Corecţia de altitudine, care urmăreşte eliminarea efectului de creştere a intensităţii razelor cosmice cu altitudinea.

3.2.3. Corecţia de latitudine geomagnetică. Intensitatea razelor cosmice creşte cu latitudinea geomagnetică, deoarece fasciculul de raze cosmice care vine din spaţiul interplanetar intrînd în cîmpul magnetic terestru este abătut în cea mai mare parte către polii geomagnetici. Această corecţie se aplică numai în lucrările radiometrice regionale, care cuprind regiuni întinse mult de-a lungul meridianelor geomagnetice, deoarece variaţia intensităţii razelor cosmice cu latitudinea geomagnetică este în general destul de mică în raport cu latitudinea.

3.2.4. Corecţia de relief. Emisiunea radiaţiilor în procesul dezagregării radioactive, ca şi circulaţia emanaţiilor legate de elementele radioactive din interiorul subsolului către suprafaţa solului, este comandată în parte şi de formele de relief de la suprafaţă. Din acest motiv, dis-

tribuţia cîmpului radioactiv la suprafaţa solului este funcţie şi de formele de relief, a căror efect este eliminat prin aplicarea acestei corecţii, a cărei evaluare, în general, se face cu destule dificultăţi.

Aplicarea celor patru corecţii indicate mai sus conduce la obţinerea valorilor corectate ale intensităţii cîmpului de radiaţii la suprafaţa solului, valori care sînt folosite apoi în reprezentarea grafică sau cartografică a rezultatelor prospecţiunii radiometrice. În general, rezultatele acestei prospecţiuni sînt prezentate fie sub formă de profiluri de variaţie, fie sub forma de hărţi, cu curbe de egală valoare, numite *curbe izorade*, adică curbe de egal efect radioactiv.

Valorile finale corectate pot fi exprimate în *număr de descărcări/1 min* (dacă se folosesc radiometre cu contoare Geiger-Müller, în *număr de scîntei/1 min* (dacă se folosesc radiometre cu scintilaţie), în *diviziuni unghiulare* sau în *intensitate a curentului de descărcare* (dacă se folosesc camere de ionizare) sau în *emani* (valoarea unei diviziuni a scării microscopului electrometrului la măsurarea unei probe de aer cu o concentraţie de radon anumită, dacă se folosesc emanometre); pentru a asigura posibilitatea unificării tuturor hărţilor radiometrice la ridicarea cărora se pot folosi diverse aparate, s-a introdus o altă unitate de exprimare a rezultatelor, care, deşi nu are o semnificaţie fizică directă, are în schimb avantajul generalităţii, şi anume *numărul de multipli de corecţie zero.*

4. METODICA ŞI TEHNICA PROCEDEELOR DE CAROTAJ RADIOACTIV

Procedeele de carotaj radioactiv, indiferent de metoda folosită, presupun o aparatură constituită în principal din următoarele:

— Un dispozitiv de fund, a cărui funcţiune principală este de a produce un semnal electric, proporţional în intensitate cu fenomenul radioactiv care trebuie studiat.

— Un cablu electric, a cărui funcţiune principală este de a conduce semnalul electric de la dispozitivul de fund la suprafaţă; totodată, cu ajutorul cablului şi a unui troliu pe care acesta se înfăşoară, este realizată coborîrea şi ridicarea dispozitivului de fund din gaura de sondă.

— Un echipament de suprafaţă, a cărui funcţiune principală este de a transforma variaţiile semnalului electric într-o curbă înregistrată fotografic.

Detaliile privind realizarea aparaturii vor apărea la prezentarea procedeelor de carotaj radioactiv.

4.1. **Carotajul intensităţii radiaţiei γ naturale** (I_γ). Carotajul intensităţii radiaţiei γ naturale (carotaj γ natural) realizează înregistrarea variaţiilor intensităţii acestei radiaţii de-a lungul găurii de sondă. Cum intensitatea

acestei radiaţii este funcţie de conţinutul în elemente radioactive ale diverselor tipuri de roci, cu ajutorul variaţiilor înregistrate ale acestei mărimi, este posibil de diferenţiat şi separat stratele şi complexele străbătute de gaura de sondă.

Schema de principiu a unei instalaţii de carotaj radioactiv pentru intensitatea radiaţiei γ naturale este reprodusă în figura 138, *a*.

Ea este compusă dintr-un dispozitiv de fund *1*, constituit la rîndul lui din detectorul de radiaţii γ naturale *3*, blocul de amplificare prealabilă în circuitul detectorului *4* şi generatorul de înaltă tensiune *5*; cablul *2*; echipamentul de suprafaţă, compus din amplificator şi blocul de formare al impulsurilor *6*, celula integratoare *7*, aparatul de înregistrare *8* şi blocul de alimentare *9*.

Detectorul de radiaţii poate fi o cameră de ionizare sau un grup de contoare Geiger-Müller ori de scintilaţie.

Înregistrarea se face în mod continuu, la ridicarea dispozitivului de fund. Ridicarea se face cu ajutorul troliului montat pe un camion şi acţionat

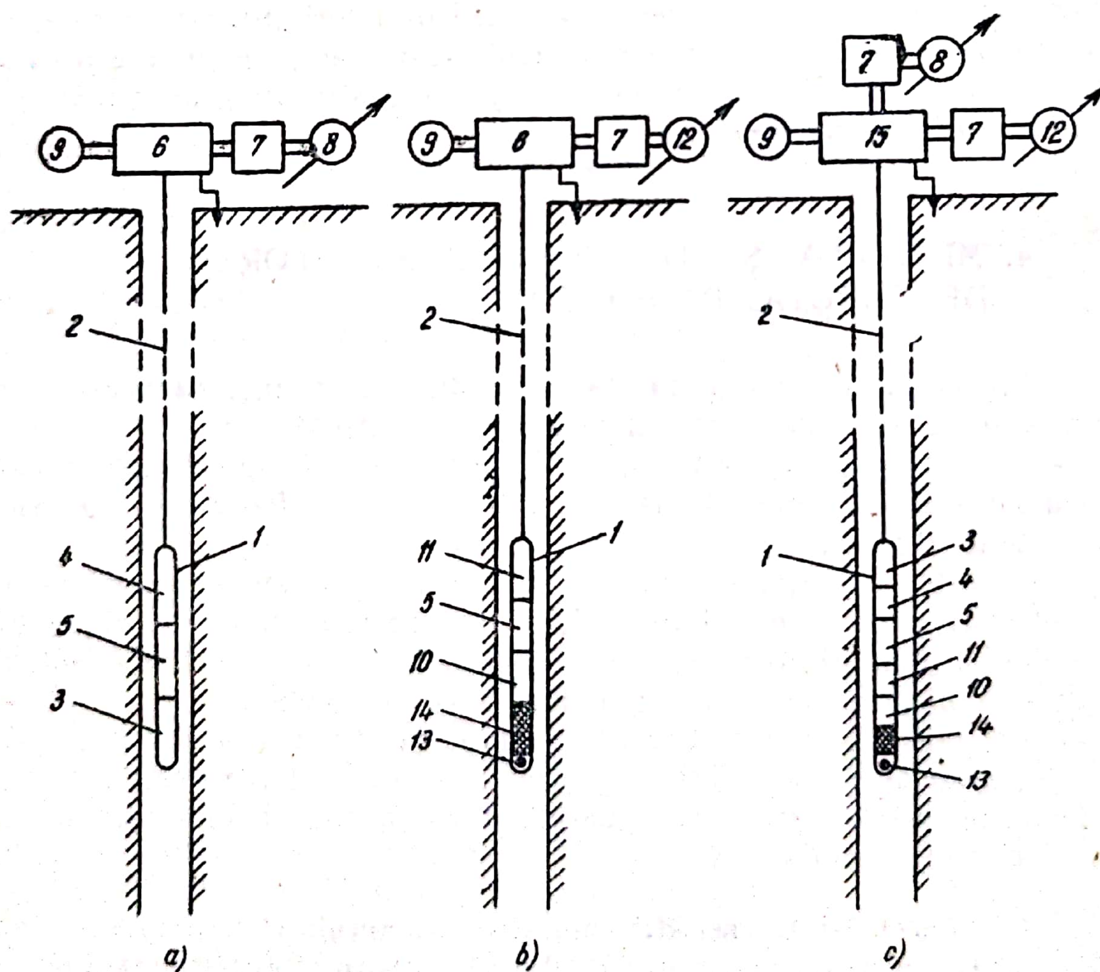


Fig. 138. Schemele de principiu ale instalaţiilor de carotaj radioactiv.

printr-o transmisie auxiliară de către motorul acestuia. La rotirea troliului, cablul se mișcă acționînd un scripete calibrat în legătură cu un dinamometru, cu ajutorul cărora se determină adîncimea la care se găsește dispozitivul de fund la orice moment în cursul operației.

Înregistrarea are loc în aparatul de înregistrare pe hîrtie fotografică și furnizează o diagramă de variație a intensității radiației γ naturale, pe care diferențierea stratelor sau complexelor cu conținut diferit în elemente radioactive apare sub formă de anomalii de maxim sau de minim I_γ, în raport cu o valoare medie de bază a înregistrării.

4.2. **Carotajul intensității radiației γ secundare ($I_{n\gamma}$).** Carotajul intensității radiației γ secundare (carotaj γ neutronic sau carotaj n—γ) realizează înregistrarea variațiilor intensității acestei radiații de-a lungul găurii de sondă.

Schema unei astfel de instalații este reprodusă în figura 138, *b*. Ea este compusă dintr-un dispozitiv de fund *1*, constituit la rîndul lui din sursa de neutroni *13*, ecranul de plumb *14*, detectorul de radiații γ secundare *10*, generatorul de înaltă tensiune *5* și blocul amplificării prealabile *11*; cablul *2*; echipamentul de suprafață compus din amplificator și blocul de formare a impulsurilor *6*, blocul de alimentare *9*, celula integratoare *7* și aparatul pentru înregistrarea radiației γ secundare.

Ecranul de plumb *14* are funcțiunea de a proteja detectorul de radiații de influența radiațiilor γ primare ale sursei de neutroni, care însoțesc uneori fluxul de neutroni.

Sursa de neutroni este de obicei reprezentată de un amestec de săruri de radiu și beriliu sau de poloniu și beriliu; sub acțiunea radiației α a radiului sau poloniului, beriliul se transformă în carbon, punînd în libertate neutroni rapizi care creează fluxul de neutroni cu care este bombardată stratificația.

Detectorul de radiații γ secundare are o construcție asemănătoare cu a celui folosit la înregistrarea intensității radiațiilor γ naturale (cameră de ionizare, contori Geiger-Müller ori de scintilație), cu deosebire că sensibilitatea lui este de 2—3 ori mai mică, deoarece intensitatea radiației γ naturale este mai mare ca a celor secundare, mai ales dacă se folosesc surse puternice de neutroni.

În practică, variația intensității radiației γ naturale și secundare se face simultan. Pentru aceasta, aparatura pentru cele două tipuri de carotaj radioactiv este unificată. Schema de principiu a unei astfel de aparaturi unificate este reprodusă în figura 138, *c*.

4.3. **Carotajul intensității neutronice (I_{nT} și I_{ns}).** Carotajul intensităților neutronice de energie termică I_{nT} și supratermică I_{ns} (carotaj neutron-neutronic sau carotaj n—n) realizează înregistrarea variațiilor intensității fluxului de neutroni lenți, care se reîntorc în dispozitivul de fund după bombardarea stratificației cu neutroni rapizi.

Schema de principiu a aparaturii este la fel cu aceea folosită la carotajul intensităţii radiaţiei γ secundare.

Detectorul conţine o cameră de ionizare umplută cu fluorură de bor. Neutronii lenţi pătrunzînd în camera de ionizare sînt captaţi de nucleele de bor; borul se transformă în litiu, reacţie care este însoţită de emisiunea unei radiaţii α ce ionizează gazul din camera de ionizare, ionizarea care este proporţională cu intensitatea fluxului de neutroni lenţi.

Precauţii deosebite trebuie luate pentru ecranarea detectorului, pentru ca acesta să nu fie influenţat direct de neutronii lenţi primari care provin de la sursa de neutroni. Pentru aceasta, între sursă şi detector se montează ecrane de parafină sau alte substanţe bogate în hidrogen, de grosime astfel calculată, încît să captureze întreg fluxul de neutroni care provine direct de la sursa de neutroni.

4.4. **Carotajul intensităţii radiaţiei γ dispersate** ($I_{\gamma\gamma}$). Carotajul intensităţii radiaţiei γ dispersate (carotaj γ—γ) realizează înregistrarea variaţiilor acestei mărimi, ca urmare a procesului de dispersie diferenţiată a radiaţiilor γ primare de către diferitele strate sau complexe de roci traversate de gaura de sondă.

Schema de principiu a instalaţiei pentru acest tip de carotaj radioactiv este asemănătoare cu aceea folosită de carotajul γ neutronic.

Sursa de radiaţii γ primare este fie cu cobalt, fie cu beriliu sau deuteriu iradiat.

Detectorul de radiaţii γ—γ conţine de obicei un contor Geiger-Müller sau un contor cu scintilaţie. Ecranarea detectorului de sursa de radiaţii γ primare, pentru a nu fi influenţat direct de acestea, se realizează printr-un ecran de plumb. Este de precizat că intensitatea radiaţiei γ—γ fiind mai mare decît a radiaţiei γ primare, sensibilitatea detectorului poate fi mai mică decît a aceluia folosit la carotajul γ natural.

În afară de metodele de carotaj radioactiv prezentate mai sus, mai există şi altele de aplicabilitate mai restrînsă, care sînt folosite în problemele speciale de separare a stratelor sau a complexelor sau în probleme legate de tehnica forajului. Acestea sînt:

— *Carotajul intensităţii radiaţiilor γ a izotopilor radioactivi-trasori* ($I_{\gamma,iz}$), realizat prin înregistrarea intensităţii radiaţiei γ produsă de stratificaţia activată radioactiv, după o spălare intensă a găurii de sondă cu un noroi neactiv.

— *Carotajul lateral n—γ*, realizat prin mărirea distanţei de investigaţie a metodei folosind dispozitive de fund cu mai multe lungimi L_n (distanţa între sursă de neutroni şi detector).

— *Carotajul radioactivităţii induse sau a activării dirijate*, realizat prin înregistrarea intensităţii radiaţiei γ de activare ($I_{\gamma,\,act}$), după trecerea unui interval de timp de la bombardarea stratificaţiei cu un flux de neutroni, ca urmare a diferiţilor izotopi radioactivi formaţi în roci.

Diversele procedee de carotaj radioactiv, aşa cum au fost prezentate mai sus, se aplică cu o metodică şi tehnică comparabilă. Instalaţiile de carotaj

radioactiv sînt montate pe autodube speciale, dotate cu un troliu și o cameră obscură care conține echipamentul de înregistrare și instalația de developare a diagramelor de carotaj.

Metodele de carotaj radioactiv au fost introduse la noi în țară relativ recent (după 1950), iar volumul acestor lucrări a crescut continuu, lărgindu-se permanent natura problemelor geologice pe care aceste procedee de cercetare a găurilor de foraj le poate rezolva.

CAPITOLUL XXII

APARATURA PENTRU PROSPECȚIUNEA SEISMOMETRICĂ

Față de toate celelalte metode de prospecțiune geofizică, *prospecțiunea seismometrică* necesită o aparatură mult mai numeroasă și mai complicată. Acest utilaj numeros și complicat trebuie să realizeze, pe de o parte, producerea în anumite puncte a unor unde elastice cu anumite caracteristici definite și, pe de altă parte, înregistrarea sosirilor la suprafață a acestor unde, după ce au fost deviate în subsol de limitele de separație.

În cele ce urmează vom da o descriere succintă a operațiilor principale pe care le comportă tehnica prospecțiunii seismometrice, precum și a principiilor de funcționare a aparaturii folosită în acest scop.

1. PRODUCEREA UNDELOR ELASTICE

Producerea undelor elastice se face cu ajutorul unor explozii, provocate în general în găuri de adîncime mică.

1.1. **Locul de producere al exploziilor.** Ceea ce este de o deosebită importanță în alegerea locului de producere al exploziilor este ca întreaga sau, în orice caz, cea mai mare parte a energiei de șoc produsă prin explozie să poată fi folosită în scopul prospecțiunii seismometrice, cu alte cuvinte să dea naștere la unde elastice, care să aibă suficientă energie pentru a se propaga în subsol și a se înapoia (după ce au fost deviate din drumul lor) la suprafață cu energia necesară înregistrării lor.

Soluția folosită pe scară mai largă este aceea de a plasa încărcătura de explozie în *roca vie*. Pentru aceasta se impune folosirea unor găuri de împuș-

care, care să străbată întreaga grosime a păturii superficiale a solului sau a formaţiunilor de suprafaţă (soluri, zona de alteraţie a formaţiunilor, depozite aluvionare pe văi, depozite de terasă şi îndeosebi pachete de pietrişuri din acestea etc.), care prezintă în general o absorbţie mare a energiei undelor elastice. Această pătură de suprafaţă poartă numele de *zona de viteze mici* sau pe scurt ZVM.

Dacă zona de viteze mici este subţire, găurile se pot face cu burghie de foraj manuale; în caz contrar se foloseşte o instalaţie de foraj de mică adîncime, autopurtată. Găurile de împuşcare se lasă deschise dacă rezistenţa terenului este suficient de mare sau se tubează dacă terenul se surpă.

Adîncimea găurilor variază de la o regiune la alta, în funcţie de grosimea zonei de viteze mici. Adîncimea medie este de 20—25 m pe teritoriul ţării noastre, însă în cazuri particulare atinge 40—50 m.

Pentru evitarea operaţiilor de foraj care necesită un timp important şi atrag după sine cheltuieli însemnate şi care conduc la ridicarea preţului de cost în operaţiile de prospecţiune seismometrică, în ultima vreme au fost încercate alte soluţii, cum ar fi, de exemplu, aşezarea încărcăturii de explozie pe suprafaţa solului în mai multe puncte dispuse pe periferia unei figuri geometrice cu simetrie centrală (cerc, două cercuri concentrice, poligon inscriptibil etc.) sau aşezarea încărcăturii de explozie în aer în mai multe puncte situate într-o reţea geometrică regulată (metoda de împuşcare în aer a lui P o u l t e r). Recent se experimentează în străinătate producerea şocului generator de unde elastice nu cu ajutorul unei explozii, ci prin căderea liberă a unei greutăţi mari pe suprafaţa solului de la o anumită înălţime.

1.2. **Explozibilul.** Explozibilul folosit în mod curent este d i n a m i t a. Cantitatea de dinamită sau ş a r j a variază de la o regiune la alta, în funcţie de caracteristicile elastice ale rocilor şi formaţiunilor geologice care o constituie şi de metoda seismometrică folosită. În mod curent, pentru prospecţiunile seismometrice care folosesc metoda undelor reflectate, şarja de explozibil variază de la cîteva sute de grame la cîteva zeci de kilograme; pentru metodele seismometrice care folosesc unde refractate, şarjele de explozibil sînt mult mai mari, atingînd în mod frecvent ordinul sutelor de kilograme.

Încărcătura de explozibil este coborîtă la fundul găurii, după care gaura este burată cu apă, pentru ca energia produsă prin explozie să nu se piardă pe gaură.

1.3. **Producerea exploziei.** Producerea exploziei se realizează prin amorsarea şarjei de dinamită cu ajutorul unei capse electrice, în circuit cu un explozor (mic generator de curent electric continuu) acţionat manual. Sînt folosite în practică şi alte surse de curent pentru amorsarea electrică a capselor, cum ar fi, de exemplu, acumulatoare, însă mai puţin indicate, deoarece în acest caz sînt posibile mai uşor accidente. Folosirea explozorului reprezintă în acelaşi timp un „dispozitiv de securitate a muncii“, deoarece curentul electric nu poate să apară în circuitul capsei decît în momentul în care acesta este acţionat (funcţionarea lui fiind manuală).

1.4. **Inregistrarea momentului exploziei.** Înregistrarea momentului exploziei este deosebit de importantă pentru stabilirea intervalului de timp care se scurge între producerea şi revenirea la suprafaţă a undelor elastice.

Pentru realizarea înregistrării momentului exploziei se foloseşte un circuit electric, prin care circulă un curent şi care este rupt (curentul electric întrerupt) în momentul în care se produce explozia. Acest circuit poate înfăşura şarja de dinamită sau conţine o a doua capsă care este amorsată o dată cu cea a şarjei, ultima soluţie este însă mai puţin fericită, deoarece capsele au în general întîrzieri de timp la amorsare şi care introduc erori în stabilirea corectă a momentului exploziei.

Momentul exploziei este înregistrat pe seismogramă împreună cu impulsurile corespunzătoare sosirilor undelor elastice. Pentru înregistrare, circuitul electric al capsei este în legătură cu aparatura de înregistrare, el reprezentînd de fapt un canal seismic fără geofon.

La lucrările de seismică-reflexie, legătura cu aparatura de înregistrare se face direct prin cablu; la cele de seismică-refracţie legătura se face prin instalaţie de radio.

După cum se poate constata din cele de mai sus, producerea undelor elastice este o operaţie complicată. Ea comportă un utilaj special (autosondeuză pentru forajul găurilor de împuşcare, autocisternă pentru transportul apei necesară noroiului de foraj şi burării găurilor, autopuşcă sau maşină de dinamitare necesară pentru transportul dinamitei, capselor, prăjinilor de coborîre a şarjei în gaură, explozorului etc. şi o maşină de transport pentru materiale, scule şi personalul necesar operaţiilor de mai sus). De asemenea necesită personal calificat (maiştri-sondori, sondori, maiştri-artificieri, artificieri), precum şi un număr destul de mare de muncitori necalificaţi care ajută la executarea operaţiilor. În cazul în care rocile din regiune sînt mai dure, pentru a se putea asigura numărul de găuri corespunzătoare capacităţii instalaţiei de înregistrare, este necesară dublarea sau chiar triplarea schimburilor la utilajul de mai sus şi, în unele cazuri, dublarea utilajului. Toate acestea fac ca costul operaţiilor de mai sus să intre cu o pondere foarte mare în preţul de cost al prospecţiunii seismometrice, prin valoarea mare a amortismentului şi reparaţiilor utilajului, a materialelor (explozibil, benzină etc.), a manoperei, transportului etc. Din acest motiv alegerea metodicii şi tehnicii de lucru privind producerea undelor elastice în prospecţiunile seismometrice trebuie făcută cu foarte multă grijă, pentru a rezolva cu eficienţă problema geologică, fără a ridica însă costul lucrărilor peste strictul necesar. Pentru aceasta, proiectarea lucrărilor de prospecţiune seismometrică trebuie făcută întotdeauna cu multă competenţă, aceasta fiind cea mai scumpă dintre toate metodele de prospecţiune geofizică.

2. ÎNREGISTRAREA SOSIRII UNDELOR ELASTICE LA SUPRAFAŢA SOLULUI

Al doilea element esenţial pentru determinarea intervalului de timp este momentul sosirii undelor elastice la suprafaţa solului, după ce au fost deviate de limitele de separaţie din subsol. Aceasta se realizează prin înregis-

trarea acestor momente pe o diagramă specială numită *seismogramă* (pe care se înregistrează şi momentul exploziei aşa cum s-a precizat mai sus), cu ajutorul unei instalaţii speciale care poartă numele de *instalaţie de înregistrare.*

Părţile esenţiale ale aparaturii de înregistrare sînt următoarele:

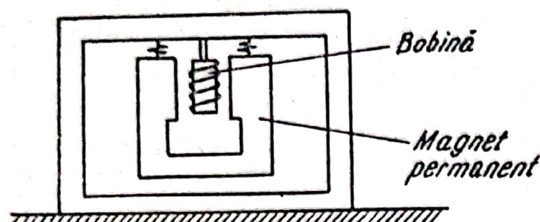


Fig. 139. Schema de principiu a geofonului electromagnetic.

Geofonii. Rolul geofonului este de a transforma deplasările solului care apar la sosirea undelor elastice din subsol în variaţii de curent electric.

Geofonii se fixează pe sol în anumite puncte, după un dispozitiv anumit, în funcţie de metoda şi tehnica folosită unde dorim să înregistrăm sosirile undelor elastice din subsol.

Cel mai mult folosit este *geofonul electromagnetic* cu bobină fixă, a cărui schemă de principiu este reprodusă în figura 139. Acesta este constituit dintr-o bobină solidară cu corpul geofonului, care este plasată în cîmpul magnetic produs de un magnet permanent sau de un electromagnet suspendat cu arcuri de corpul acestuia. Cînd solul intră în vibraţie la sosirea undelor elastice se produce un şoc în corpul geofonului, în urma căruia magnetul intră în oscilaţie şi în bobină ia naştere un curent de inducţie a cărui forţă electromotrice este proporţională cu viteza de oscilaţie a magnetului.

Există şi tipuri de geofoni cu magnet fix şi bobină mobilă. Principiul de funcţionare al acestora este identic cu al tipului descris mai sus.

Indiferent de modul de construcţie, funcţiunea geofonului este aceea de a transforma energia elastică a solului în energie electrică.

Amplificatoarele. Acestea sînt montaje electronice destul de complicate care funcţionează pe principiul amplificatoarelor folosite în radiofonie, cu scopul de a realiza două funcţiuni şi anume:

— amplificarea curentului electric care ia naştere în geofoni;

— filtrajul de frecvenţă, adică amplificarea curentului electric generat de oscilaţiile solului produse de undele utile prospecţiunii seismometrice (de reflexie, sau refracţie, ambele longitudinale) care se găsesc într-un anumit domeniu util de frecvenţe purtînd numele de bandă de frecvenţă, şi micşorarea cît mai mult a intensităţii curentului electric generat de oscilaţiile solului produse de unde perturbante, neinteresante pentru prospecţiune (unde de suprafaţă, unde transversale etc.).

Regulatorul de amplitudine. Acesta poate fi automat sau semiautomat. În general, aparatura modernă este înzestrată cu ambele tipuri.

Rolul regulatorului de amplitudine este de a suprima puternic amplificarea pentru o perioadă de timp, care urmează imediat sosirii la suprafaţă a undelor elastice foarte puternice (care generează în geofoni un curent electric de intensitate mare), pentru ca impulsurile care interesează prospecţiunea seismometrică şi care sînt înregistrate pe seismogramă să fie clare şi să poată ieşi în evidenţă.

Regulatorul de amplitudine mai poartă numele de *automat volum control* sau mai simplu AVC.

Mixerul. Acest dispozitiv are rolul de a realiza selecţia spaţială la înregistrarea impulsurilor pe seismogramă, producînd o nivelare reciprocă a amplitudinilor pe seismogramă atunci cînd undele sosesc aproape concomitent, şi o micşorare a înregistrării atunci cînd undele nu sosesc concomitent. Acest lucru este posibil prin alimentarea fiecărui galvanometru nu cu curentul care vine de la geofonul respectiv şi care a fost în prealabil amplificat, ci cu un curent de valoare medie pentru mai mulţi geofoni învecinaţi, operaţie pe care o face mixerul.

Galvanometrii. Rolul galvanometrilor este de a transforma variaţiile de curent electric generate în geofoni de vibraţiile solului şi proporţionale cu intensitatea undelor elastice care revin la suprafaţă, amplificate şi reglate de restul aparaturii din nou în deplasări.

În principiu, un galvanometru este constituit dintr-o bobină înfăşurată pe un cadru dreptunghiular, suspendată vertical de partea fixă a lui prin două fire sau panglici de torsiune, unul din aceste fire avînd fixată pe el o mică oglindă. Bobina se găseşte plasată în cîmpul magnetic creat de un magnet permanent sau de un electromagnet. La variaţiile intensităţii curentului electric care vine de la geofon, bobina se roteşte şi o dată cu ea şi oglinda solidară cu firul de suspensie a ei.

Complexul geofon — amplificator — aparatura intermediară (automat volum control, mixer) — galvanometru poartă numele de *canal seismic*.

Camera de înregistrare. Are funcţiunea de a realiza înregistrarea seismogramelor, adică a diagramelor care conţin atît momentul exploziei cît şi impulsurile produse de revenirea la suprafaţă a undelor elastice la fiecare geofon în parte.

Camera de înregistrare conţine 2 tamburi, dintre care unul liber pe ax şi al doilea antrenat în rotaţie cu ajutorul unui motor cu arc sau a unui motor electric, pe care este înfăşurată o bandă de hîrtie fotografică de lăţime 90—200 mm. Hîrtia se desfăşoară de pe tamburul liber, fiind trasă de cel în rotaţie. Pe seismogramă se înregistrează mişcarea spoturilor luminoase care provin de la un sistem de fascicule de lumină produse de un bec electric şi reflectate respectiv de oglinzile fiecărui galvanometru; în paralel cu acestea este înregistrat şi momentul exploziei printr-un sistem analog, cu ajutorul canalului fără geofon.

Dispozitivul de marcare a timpului sau *timer*. Pentru evaluarea intervalelor de timp scurse între momentul exploziei şi sosirile undelor elastice din subsol, pe seismogramă sînt înregistrate totodată marcaje de timp, în mod obişnuit la 0,01 s sau 0,005 s; în modul acesta, intervalele de timp pot fi determinate prin interpolare între marcaje cu o precizie de 0,001 s, ceea ce este cu totul satisfăcător pentru asigurarea preciziei necesare în prospecţiunea seismometrică.

Dispozitivul de marcare a timpului conţine un diapazon întreţinut electric (care vibrează cu o perioadă constantă), care controlează un motor electric, sincron, pe axul căruia se găseşte fixat un disc cu fante radiale (a 10-a fantă este ceva mai lată pentru ca urma ce va apărea pe seismogramă să fie mai groasă în scopul uşurării evaluării intervalelor de timp). Fasciculul luminos generat de un bec electric cade pe disc şi pătrunde prin fanta din

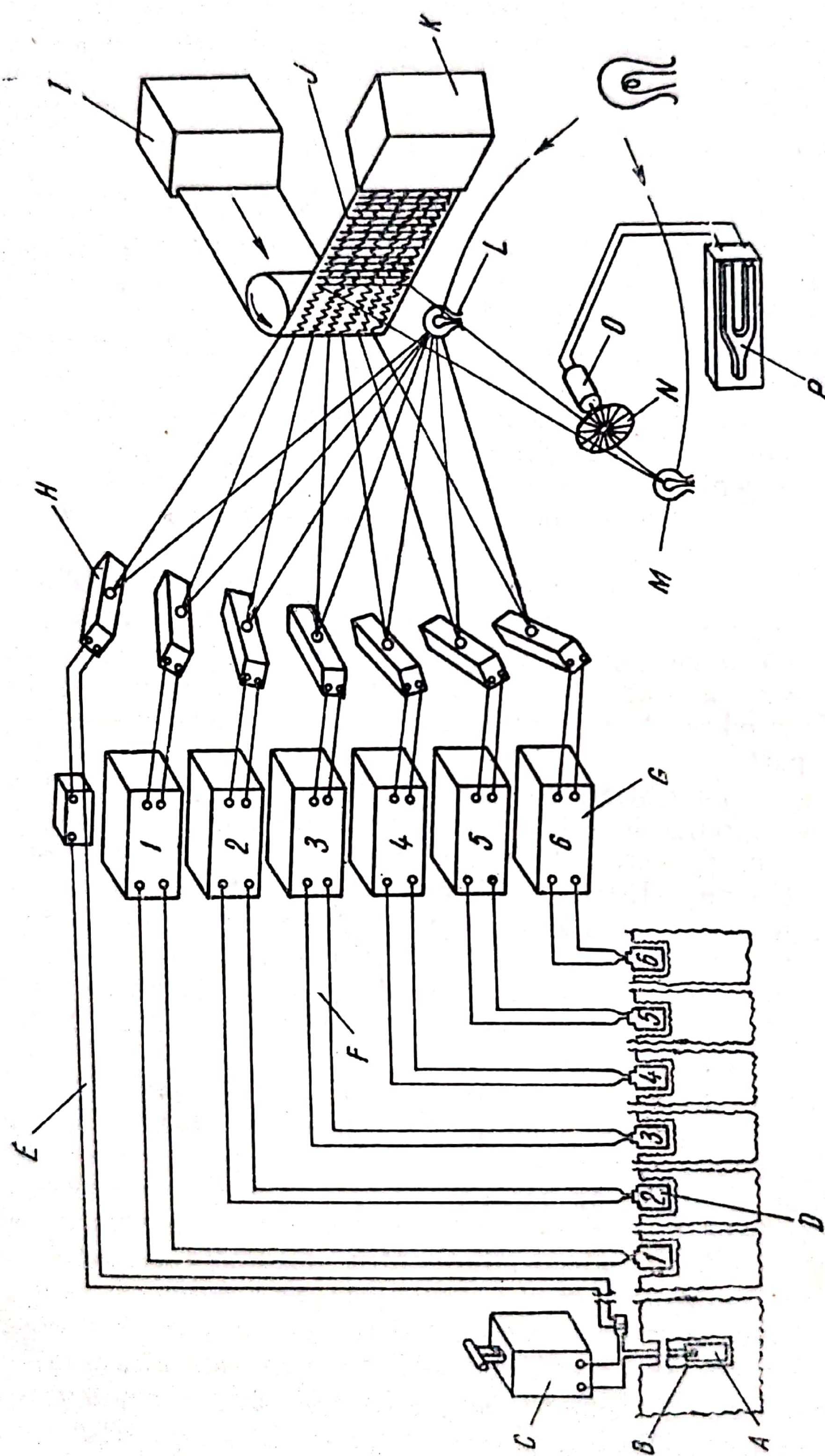


Fig. 140. Schema de principiu a aparaturii pentru prospecţiunea seismometrică.

poziţia verticală a acestuia, impresionînd hîrtia fotografică sub forma unei linii transversale pe seismogramă.

În figura 140 este reprodusă schema de principiu a unei aparaturi pentru prospecţiunea seismometrică conţinînd 6 canale. Producerea undelor elastice este reprezentată prin şarja de explozibil *A*, cu capsa electrică *B* coborîte în gaura de explozie şi legate prin cablu la explozor *C*. De la circuitul de amorsare a exploziei pleacă şi canalul seismic fără geofon *E*, care se termină cu galvanometrul *H*. Cele 6 canale seismice *F* conţin geofonii *D*, amplificatoare cu aparatura intermediară de reglaj *G* şi se termină cu galvanometre *H*. Fasciculele luminoase generate de becul electric *L* cad pe oglinzile celor şapte galvanometre, de unde sînt reflectate pe seismogramă *J*, care se desfăşoară de pe tamburul liber *I*, şi se înfăşoară pe tamburul antrenat în rotaţie *K*. Tot pe seismogramă se înregistrează simultan cu oscilaţiile spoturilor luminoase de la galvanometre şi marcajele de timp, prin impresionarea hîrtiei fotografice cu spotul liniar, care trece prin discul cu fante *N*, datorită fasciculului de lumină creat de becul de iluminare *M*. Antrenarea în rotaţie cu viteză constantă a discului cu fante este făcută de motorul electric sincron *O* controlat de diapazonul întreţinut electric *P*.

În afară de geofoni, restul întregii aparaturi de înregistrare a sosirilor undelor elastice este montat pe un autovehicul special carosat ca dubă, care serveşte şi drept cameră obscură pentru developarea seismogramelor.

Aparatura de înregistrare pentru prospecţiunea seismometrică poate avea un număr diferit de canale seismice. Există în momentul de faţă aparatură de înregistrare cu 6, 12, 24, 26, 48 sau 60 canale. În ţara noastră sînt folosite în momentul de faţă, pe scară mai mare staţiile de înregistrare SS-24-48 şi SS-26-52, cu 24, respectiv 26 de canale.

Pentru a uşura înţelegerea modului de construcţie şi de funcţionare a aparaturii de înregistrare seismică, dăm în cele ce urmează o descriere mai detaliată a staţiei sovietice SS-24 P cu 24 de canale.

Staţia seismică SS-24 P permite prospecţiunea seismometrică prin metoda undelor reflectate sau refractate şi în regiunile cu relief accidentat, deoarece poate fi transportată într-un turism şi eventual chiar pe jos. Greutatea totală a aparaturii este de 300 kg şi este asamblată în blocuri separate de cîte circa 30 kg. Această aparatură poate fi utilizată în orice anotimp al anului, funcţionînd în bune condiţii de la —10°C la +50°C temperatură şi la o umiditate atmosferică pînă la 90%.

În figura 141 este prezentată schiţa schemei de ansamblu a staţiei de înregistrare SS-24 P. Se poate observa în figura blocul de alimentare *I*, constituit din două baterii de acumulatoare, panoul de comandă *II* cu priza de pămînt *VI* şi care conţine şi instalaţia telefonică *V* prin care se face legătură cu grupa de împuşcare de la gaura de sondă, camera de înregistrare *III* care conţin galvanometre, dispozitivul de înregistrare şi de marcare a timpului şi grupul de amplificare şi de reglare a curentului electric generat în geofoni *IV*, format din două baterii de cîte 12 amplificatoare, automat volum controlul şi mixerul.

Aşa cum s-a precizat mai sus, întreg acest ansamblu ocupă un volum mic, astfel încît poate încăpea într-un autovehicul de tip turism.

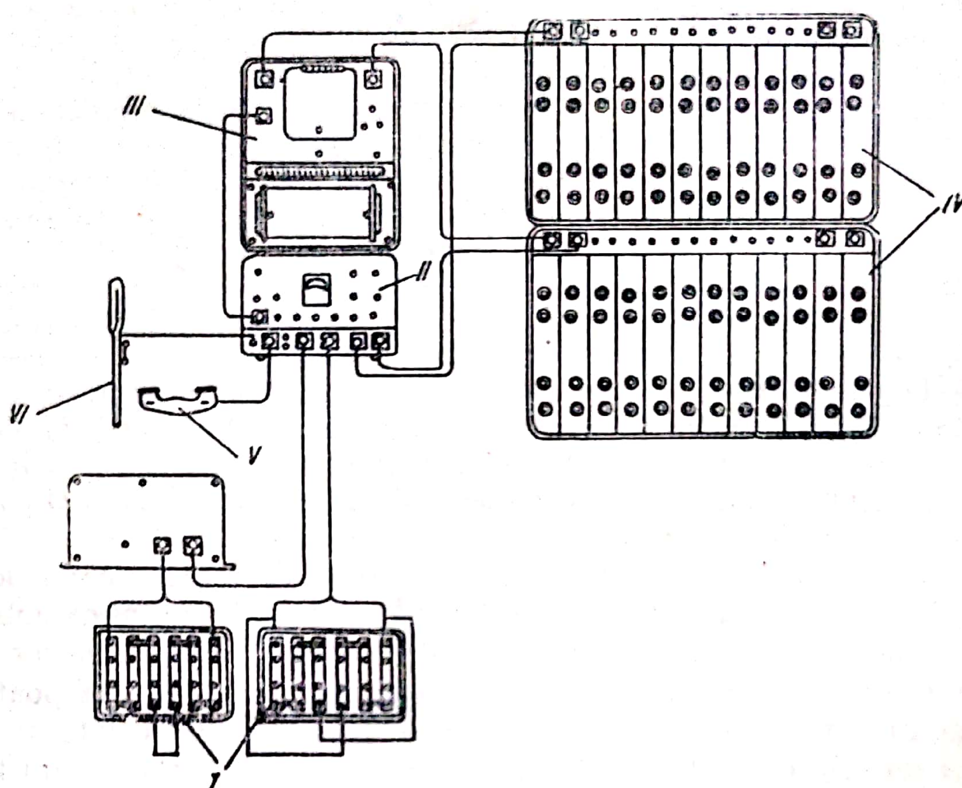


Fig. 141. Schema de ansamblu a staţiei SS-24 P.

În figura 142 este reprodusă schema instalaţiei electronice de la staţia seismică SS-24 P, în care este figurat un amplificator, automat volum controlul şi mixerul.

Curentul generat în geofon la sosirea undei elastice intră în instalaţie prin priza *O*, de unde este trimis la transformatorul de intrare *A*. De la transformator curentul trece la grupul de preamplificare *B*, care reprezintă etajele *1* şi *2* de amplificare şi care conţine în montaj tubul electronic *C* reprezentat de dubla triodă 6N2. Curentul amplificat trece apoi în dispozitivul de filtrare *D*, a cărui funcţiune este să taie frecvenţele înalte, adică acelea care depăşesc limita superioară a bandei de frecvenţă utilă la înregistrare. Astfel filtrat în prima etapă, curentul trece printr-o rezistenţă de valoare mare *E* (5,1 megohmi), după care intră în grupul de amplificare finală, reprezentînd etajul 3 de amplificare, şi care conţine în montaj tubul electronic *F* reprezentat de lampa amplificatoare de putere mică, cu funcţiune de finală 6J1. De aici, curentul merge la transformatorul de ieşire *G*, suportînd o a doua filtrare, de data aceasta a frecvenţelor joase, adică acelea care au o valoare sub limita inferioară a bandei de frecvenţă utilă, prin dublul dispozitiv de filtrare *H*, care are cîte un filtru atît în circuitul primarului cît şi în acel al secundarului transformatorului de ieşire. Cu aceasta se termină dispozitivul de amplificare propriu-zis sau amplificatorul şi curentul de la transformatorul

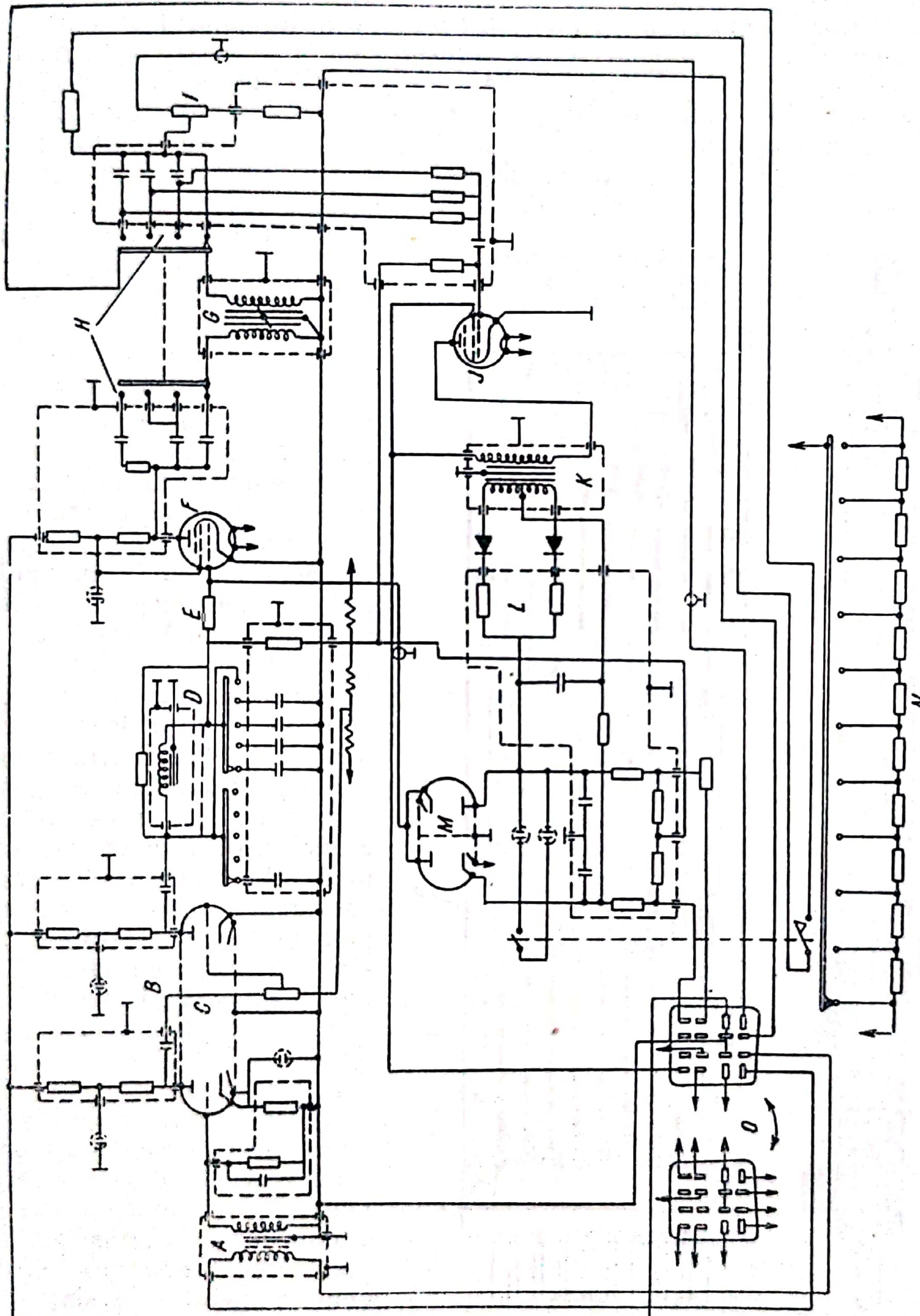


Fig. 142. Schema instalației de amplificare, automat volum controlul și mixaj de la stația SS-24 P.

de ieşire poate merge direct la galvanometru, după ce în prealabil a trecut prin potenţiometrul *I*, cu ajutorul căruia se comandă amplificarea maximă şi prin mixer.

La filtrul din circuitul secundarului de la transformatorul de ieşire este legat dispozitivul de automat volum control. Curentul electric care intră în aceasta ajunge, în primul rînd, la tubul electronic *J*, reprezentat de lampa amplificatoare 6J1, care constituie un prim etaj sau preamplificare. De aici este trimis în transformatorul de defazare *K*, care împreună cu etajul de detecţie *L* au funcţiunea de a transforma curentul alternativ într-un curent redresat. Apoi curentul merge la dispozitivul cu tubul electronic *M* reprezentat de dubla diodă 6H2, care are funcţiune de limiter după care este trimis în amplificator, înainte de rezistenţa *E*.

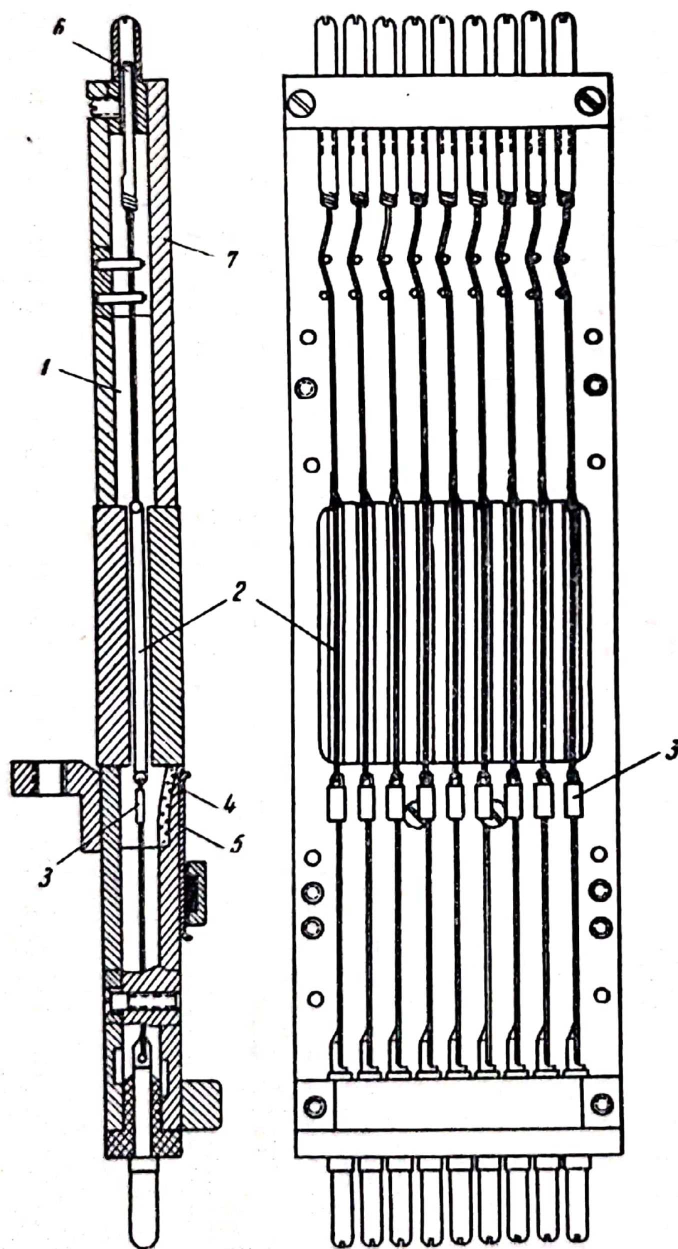


Fig. 143. Secţiune prin galvanometrii de la staţia seismică de înregistrare SS-24 P.

Funcţiunea automat volum controlului este, după cum se ştie, aceea de a micşora amplificarea atunci cînd intensitatea semnalului electric venit de la geofon este prea mare şi, în acest caz, impulsurile pe seismogramă nu ar mai putea fi determinate cu precizie (fiind mult prea mari). Dacă semnalul electric este de intensitate normală, atunci el urmează procesul de amplificare descris mai sus şi este trimis prin mixer la galvanometru. Dacă semnalul este prea intens, atunci intră în funcţiune automat volum controlul, care îi micşorează intensitatea după preamplificare şi prima filtrare. Aceasta se realizează în modul următor: la tubul electronic 6H2 este aplicată o diferenţă de potenţial mare, acesta fiind o lampă cu o rezistenţă electrică interioară foarte mare. Rezistenţa ei interioară fiind mai mare decît a rezistenţei *E*, curentul electric va circula în mod normal pe drumul indicat mai sus, atunci cînd semnalul este slab, dar dacă el este foarte intens va fi canalizat prin AVC şi va da

naștere unei diferențe de potențial redresată la etajul de detecție L, care, aplicată cu polaritate inversă față de cealaltă, va face ca rezistența interioară a lămpii 6H2 să scadă sub valoarea rezistenței E. Începînd din acest moment, o parte din impulsul electric se va scurge după preamplificare și prima filtrare prin AVC și numai restul (atît cît este necesar) va urma drumul normal în amplificator, și apoi prin mixer la galvanometru. Funcționarea automat volum controlului începe imediat ce apare un semnal de intensitate prea mare, bineînțeles cu o mică întîrziere corespunzătoare timpului necesar intrării în funcțiune a ei și se întrerupe atunci cînd semnalele ajung la intensitatea normală.

Curentul electric amplificat de către amplificator, cu sau fără funcționarea automat volum controlului, este trimis apoi în mixerul N, unde se face mixajul egal al energiei fiecărui canal cu a celor două învecinate dintr-o parte și alta a lui, prin împrumuturi reciproce de energie între canale. În modu acesta se realizează nivelarea intensității curentului electric din toate canalele și o dată cu aceasta nivelarea amplitudinii impulsurilor pe seismogramă.

În figura 143 este reprodusă o secțiune prin galvanometrele de la stația seismică de înregistrare SS-24P. La această instalație, galvanometrele sînt montate cîte 9 într-o casetă, stația avînd astfel 3 casete, cu un total de 27 de galvanometre (24 pentru cele 24 de canale, 1 pentru canalul fără geofon care servește la inregistrarea momentului exploziei și 2 de rezervă). În partea stîngă a figurii este prezentată o secțiune printr-un galvanometru, iar în partea dreaptă o secțiune prin caseta cu grupul celor 9 galvanometre. Se pot distinge în această figură părțile componente ale galvanometrului, și anume: panglica de torsiune superioară *1*, bobina *2*, oglinda *3* fixată pe panglica de torsiune inferioară și capul de torsiune *6*, cu ajutorul căruia se reglează tensiunea din panglică. Totul este montat în caseta *7*, care este prevăzută cu o fereastră cu lentile *4* în dreptul oglinzii și cu o placă cu fantă *5* care asigură poziția corectă a fasciculului de lumină care cade pe oglindă și va fi reflectat de aceasta.

Restul aparaturii de la stația de înregistrare SS-24P nu diferă de a altor tipuri de stații și descrierea ei a fost schițată mai înainte.

Stația SS-24P este aplicată cu succes la prospecțiuni seismometrice în țara noastră.

Aparatura descrisă pînă acum corespunde formei obișnuite folosite în majoritatea lucrărilor de prospecțiune seismometrică. Ea are o utilizare generală în metodele de refracție și este folosită cu succes și în metodele de reflexie pentru determinarea unor forme structurale mai simple.

Necesitatea rezolvării unor probleme geologice mai complicate, cum ar fi, de exemplu, punerea în evidență a unor forme structurale de cutare sau tasare cu înclinări foarte mici (1—2°), a accidentelor disjunctive (falii, fracturi) cu săritură mică, a discordantelor stratigrafice și a efilărilor de strate etc., sau atunci cînd au loc interferențe ale reflexiilor datorită faptului că vin simultan de la ambele flancuri ale unui sinclinal sau de la blocuri răsturnate, ori au loc suprapuneri de reflexii primare cu reflexii multiple etc., a condus la realizarea unei aparaturi cu capacitate de rezolvare în acest sens. Aceasta este reprezentată de *aparatura cu înregistrare magnetică*.

Dispozitivul de înregistrare a impulsurilor conţine pentru fiecare canal seismic, în loc de galvanometru, un cap de înregistrare electromagnetic [1]. Semnalul electric înregistrat trebuie să fie brut în complexitatea lui, aşa cum vine din subsol, fără a fi prelucrat (amplificare, filtrare, mixaj etc.) în dispozitivul de înregistrare, aşa cum are loc la aparatura obişnuită. În modul acesta se obţine o magnetoseismogramă. Singura precauţie care trebuie luată este ca împuşcarea să se facă cu o cantitate satisfăcătoare de explozibil, astfel încît magnetoseismograma să conţină cît mai multe informaţii, ceea ce se stabileşte de la caz la caz prin încercări.

Prelucrarea magnetoseismogramelor are loc într-un analizor, prevăzut cu cîte un cap de redare [2], corespunzător fiecărei urme provenite de la capul de înregistrare respectiv. Cu ajutorul acestuia, semnalele seismice din magnetoseismograme sînt demodulate, amplificate diferenţial, reglate, filtrate şi mixate în mod diferit, înregistrîndu-se totodată fotografic seismogramele respective. Prin mai multe analizări cu caracteristici diferite are loc separarea undelor utile de cele parazitare şi obţinerea unor seismograme a căror interpretare să se facă în cele mai bune condiţii.

Mai complicată şi îndeosebi mai scumpă, aparatura cu înregistrare magnetică prezintă următoarele mari avantaje: eficienţă mai înaltă în rezolvarea problemelor geologice şi economie mare la consumul de exploziv, deoarece nu este necesară decît o singură împuşcare. Mai trebuie adăugat că un analizor are capacitate de prelucrare a magnetoseismogramelor furnizate de mai multe staţii cu înregistrare magnetică, ceea ce reduce sensibil valoarea investiţiilor.

O altă aparatură specială, folosită la separarea undelor interferate care apar în regiuni cu structură geologică complicată, este *aparatura RNP* sau *aparatura pentru recepţie direcţională reglabilă*. Cu această aparatură se realizează separarea undelor singulare, determinarea decalajului de timp şi a timpului de sosire (la geofonul central al dispozitivului de recepţie folosit) pentru aceste unde.

Aparatura RNP se bazează pe principiul sumării fotoelectrice a înregistrărilor undelor seismice şi se foloseşte cu o staţie de înregistrare obişnuită. Ea se compune dintr-un oscilograf de înregistrare transversală, în mod obişnuit de tip OPZ-1, care se conectează la ieşirile a 9 amplificatoare ale staţiei seismice şi care este compus din 9 galvanometre, cu ajutorul cărora se face înregistrarea variaţiilor de intensitate a semnalului electric, prin procedeul lăţimii variabile, pe un film cinematografic care se deplasează cu o viteză constantă. Se obţine astfel o înregistrare pe film, care conţine 9 trase cu lăţime variabilă şi care sînt netransparente. Pentru a se mări numărul de canale, se pot folosi doi sau chiar mai mulţi oscilografi cuplaţi.

Analiza înregistrărilor se face cu ajutorul unui sumator fotoelectric cu pană, obişnuit, de tip FS1-1, cu 9 canale, sau ARNP-2, cu 18 canale de sumare. Sumarea fotoelectrică se face cu diferite decalaje de timp, negative şi pozitive,

---

[1] Asemănător cu acela folosit la magnetofon.

[2] L. A. Riabinkin, Iu. V. Napalkov, G. N. Putimţev, *Apparatura dlia reguliruemogo napravlennogo priema seismiceskih voln*, Voprosî regulireumogo napravlennogo priema (RNP) seismiceskih voln, Gostoptehizdat, Moskva, 1957.

a căror valoare este un multiplu a lui, 0,006 s (în total 31 decalaje), cu ajutorul unui dispozitiv mecanic cu fante. Aceste decalaje de timp corespund la tot atîtea schimbări de direcţie a axei de sensibilitate maximă a grupei de geofoni, ale căror înregistrări se sumează. Realizarea sumării are loc prin trimiterea unui fascicul luminos, care cade pe cele 9 (sau multiplu de 9 dacă se folosesc oscilografi cuplaţi) trase, cu un anumit decalaj de timp între ele; cantitatea de lumină din acest fascicul care trece prin partea transparentă a trasei, cu lăţime variabilă, cade pe o fotocelulă unde generează un curent electric de o intensitate proporţională, care este amplificat şi filtrat, şi apoi trimis la un galvanometru, a cărui deviaţie este înregistrată. Se obţine astfel o bandă de sumare sau o sumogramă, care serveşte la descifrarea şi separarea undelor primare care s-au interferat pe seismogramă, respectiv pe înregistrarea cu trase, de lăţime variabilă. Undele primare se manifestă pe sumogramă ca impulsuri ale căror oscilaţii cresc în amplitudine pînă ating un maxim, şi apoi descresc pînă se anulează, manifestate pe 5—6 urme de înregistrare şi a căror axă de sinfază este verticală.

În ţara noastră sînt folosite de cîţiva ani atît staţii cu înregistrare magnetică cît şi aparatură RNP, cu bune rezultate în rezolvarea problemelor geologice complicate.

CAPITOLUL XXIII

METODE DE PROSPECŢIUNE SEISMOMETRICĂ BAZATE PE REFRACŢIA UNDELOR ELASTICE

Aşa cum s-a arătat în capitolul precedent, atunci cînd la suprafaţa solului se produce o explozie, apar unde elastice (dintre care utile pentru prospecţiunea seismometrică sînt numai cele longitudinale), care se propagă în întreg semispaţiul inferior reprezentat de subsol.

În funcţie de direcţia razei de undă cu care pleacă din punctul de explozie vom distinge:

— unda de suprafaţă, care va călători prin limita de separaţie dintre sol şi aer (reprezentată de suprafaţa pămîntului);

— unde care vor fi reflectate de limita sau limitele de separaţie din subsol;

— unda reflectată total de prima limită de separaţie din subsol, care, căzînd pe limita de separaţie sub un unghi de incidenţă egal cu cel critic, va călători prin limita de separaţie şi se va reîntoarce la suprafaţă sub acelaşi unghi critic faţă de limita de separaţie;

— unde refractate de limitele de separaţie superioară şi care, căzînd pe limita de separaţie imediat următoare, sub un unghi de incidenţă egal cu unghiul critic respectiv, se vor reîntoarce la suprafaţă sub acelaşi unghi critic faţă de limita de separaţie;

— unde refractate de limitele de separaţie şi care se propagă în continuare în subsol.

Dintre toate aceste unde longitudinale care se propagă în subsol, sînt folosite la metodele de prospecţiune seismometrică bazate pe refracţia undelor, numai unda directă (sau undă de suprafaţă) şi undele reflectate total. Metoda cea mai simplă şi care a fost folosită în exclusivitate pînă în ultimii ani, bazată pe folosirea acestor două tipuri de unde care se propagă în subsol, poartă numele de *metoda primelor sosiri*.

1. FUNDAMENTAREA TEORETICĂ ŞI RELAŢIILE CANTITATIVE

Avînd în vedere marea folosire în practică a metodei primelor sosiri, vom prezenta în cele ce urmează principiile fundamentale de aplicare a acesteia şi relaţiile cantitative care derivă din ele.

1.1. **Cazul unei limite de separaţie orizontală.** Să presupunem că în subsol există o limită de separaţie orizontală, care desparte două medii omogene şi izotrope din punct de vedere elastic, caracterizate prin vitezele de propagare a undelor elastice v_1, respectiv v_2, şi densităţile δ_1 şi δ_2. Raporturile dintre valorile numerice ale parametrilor fizici de mai sus sînt $v_1 < v_2$ şi $\delta_1 < \delta_2$. Să presupunem că într-un punct de pe suprafaţa solului se produce o explozie. În acest caz vor apărea unde elastice care vor avea fronturi de undă sferice şi raze de undă drepte, deoarece mediile sînt omogene şi izotrope. Dacă pe un profil liniar care trece prin punctul de explozie se va înşira la o anumită echidistanţă un număr oarecare de geofoni, atunci, după un anumit interval de timp din momentul exploziei, vor sosi la aceştia atît unda directă cît şi unda reflectată total de limita de separaţie. Prima undă care va sosi la un geofon, oricare dintre acestea două, va fi însă funcţie de distanţa x, la care se găseşte geofonul respectiv faţă de punctul de explozie. Din acest punct de vedere vom distinge trei cazuri, şi anume:

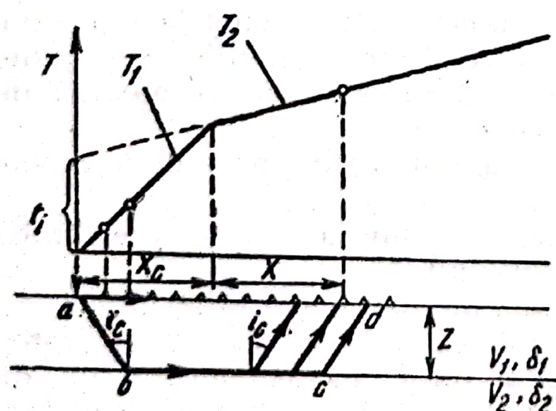


Fig. 144. Metoda primelor sosiri pentru cazul unei limite de separaţie orizontală

a) La geofonii mai apropiaţi de punctul de explozie, prima undă care va sosi va fi unda directă, deoarece, deşi circulă cu viteza cea mai mică (v_1), parcurge drumul cel mai scurt între punctul de explozie şi geofon. Dacă notăm cu T_1 timpul scurs între momentul exploziei şi sosirea undei directe la geofon şi cu x distanţa aces-

tuia faţă de punctul de explozie, atunci (considerînd că unda călătoreşte după o lege identică cu aceea a mişcării uniforme) vom avea relaţia

$$T_1 = \frac{x}{v_1}. \tag{289}$$

b) La geofonii situaţi la o distanţă mare faţă de punctul de explozie, prima undă care va sosi va fi unda reflectată total, care parcurge drumul *a—b—c—d* (v. fig. 144), deoarece ea se propagă în cea mai mare parte a drumului (călătorind în limita de separaţie) cu viteza v_2, care este mai mare ca v_1. Valoarea timpului T_2 care se scurge între momentul exploziei şi sosirea undei reflectate total la geofonul respectiv va fi dată de relaţia

$$T_2 = \frac{\overline{ab}}{v_1} + \frac{\overline{bc}}{v_2} + \frac{\overline{cd}}{v_1}. \tag{290}$$

Din figura 144 se poate deduce cu uşurinţă că:

$$\overline{ab} = \overline{cd} = \frac{z}{\cos i_c} \tag{291}$$

şi

$$\overline{bc} = x - 2z \cdot tg\, i_c. \tag{292}$$

Se poate scrie deci, combinînd relaţiile (290), (291), (292),

$$T_2 = \frac{\frac{z}{\cos i_c}}{v_1} + \frac{x - 2z \cdot tg\, i_c}{v_2} + \frac{\frac{z}{\cos i_c}}{v_1} \tag{293}$$

sau

$$T_2 = \frac{2z}{\cos i_c \cdot v_1} + \frac{x \cdot \cos i_c - 2z \cdot \sin i_c}{\cos i_c \cdot v_2}. \tag{294}$$

Înmulţind primul termen din membrul al doilea cu v_2 şi al doilea cu v_1, grupînd convenabil termenii, simplificînd şi ţinînd cont de relaţiile $\cos^2\alpha = 1 - \sin^2\alpha$ şi $\sin i_c = \frac{v_1}{v_2}$ se obţine în final:

$$T_2 = \frac{x}{v_2} + \frac{2z \cdot \cos i_c}{v_1}. \tag{295}$$

Relaţiile (289) şi (295) care leagă valorile intervalelor de timp T_1 şi T_2 de distanţa x a geofonului, respectiv faţă de punctul de explozie, de adîncimea z a limitei de separaţie şi de vitezele v_1 şi v_2 ale celor două medii din subsol în care se propagă undele elastice ($\cos i_c$ fiind în fond tot o expresie a vitezelor v_1 şi v_2) poartă numele de *ecuaţii drum-timp* sau *ecuaţiile hodografului undelor refractate.*

c) Există însă un geofon sau un punct pe profilul geofonilor, la care ajunge simultan atît unda directă cît şi unda reflectată total. Pentru acest punct vom avea evident egalitatea:

$$T_1 = T_2. \tag{296}$$

Distanţa la care se găseşte acest punct faţă de punctul de explozie se notează cu x_c şi poartă numele de *distanţă critică de refracţie*.

Pentru acest punct vom avea relaţia

$$\frac{x_c}{v_1} = \frac{x_c}{v_2} + \frac{2z \cdot \cos i_c}{v_1}. \tag{297}$$

Relaţia (297) este deosebit de importantă, deoarece ea permite rezolvarea problemei prospecţiunii seismometrice pe baza undelor refractate, în cazul unei limite de separaţie orizontală, adică determinarea adîncimii z a limitei de separaţie. Rezolvarea relaţiei (297) în raport cu z se poate face dacă se pot determina în prealabil valorile lui x_c, v_1 şi v_2, lucru care este posibil, deoarece aceste mărimi sînt determinate implicit în elementele măsurate prin prospecţiunea seismometrică, adică intervalele de timp între momentul exploziei şi primele sosiri la geofoni.

Pentru determinarea valorilor lui x_c, v_1 şi v_2 se construieşte *hodograful undelor refractate*. Relaţiile dintre intervalul de timp a primei sosiri (T_1 sau T_2) şi distanţa x a geofonului, respectiv la punctul de explozie, sînt relaţii liniare. Ecuaţia (289) reprezintă ecuaţia unei drepte care trece prin origine şi are panta $1/v_1$, iar ecuaţia (294) reprezintă ecuaţia unei drepte care taie axa T la valoarea $2z \cdot \cos i_c/v_1$ şi are panta $1/v_2$. Dacă se reprezintă grafic aceste relaţii într-un sistem de coordonate, cu originea în punctul de explozie, şi în care se înscriu în abscisă distanţele x ale geofonilor şi în ordonată valorile timpilor primelor sosiri la aceştia, se obţine *hodograful undelor refractate*, care are aspectul a două segmente de dreaptă (v. fig.144). Din hodograf se obţin imediat mărimile respective, şi anume:

v_1 — din valoarea pantei segmentului de hodograf care trece prin origine;

v_2 — din valoarea pantei segmentului de hodograf care nu trece prin origine;

x_c — ca valoare a distanţei la care se găseşte punctul comun de pe ambele segmente ale hodografului (punctul la care hodograful se frînge).

Cu ajutorul acestor mărimi se calculează cos i_c, folosind valorile lui v_1 şi v_2 şi apoi adîncimea z, folosind relaţia (297).

O altă metodă de calcul a adîncimii z la care se găseşte limita de separaţie orizontală se bazează nu pe distanţa critică x_c, ci pe aşa-numitul *timp de intercepţie*.

Este definit ca *timp de intercepţie* t_i valoarea determinată la hodograf pe axa timpilor la care este tăiată această axă de prelungire a segmentului cu pantă $1/v_2$. Valoarea acestei mărimi este dedusă din relaţia (295), în care se face $x = 0$ şi este

$$t_i = \frac{2z \cdot \cos i_c}{v_1}, \tag{298}$$

iar adîncimea z este dată de relaţia

$$z = \frac{t_i}{2} \cdot \frac{v_1}{\cos i_c} \tag{299}$$

De obicei, în practică, atunci cînd avem o singură limită de separație orizontală se folosesc pentru control ambele metode de calcul a adîncimii, respectiv relațiile (297) și (299).

1.2. **Cazul mai multor limite orizontale de separație**. În acest caz, așa cum se vede din figura 145, vor fi mai multe unde reflectate total de limitele de separație, după ce în prealabil au pătruns prin refracție în mediul superior al limitei respective. În figura 144 este figurat numai drumul undelor refractate care ajung la suprafață simultan cu unda directă corespunzătoare. Hodograful undelor refractate pentru acest caz va avea aspectul unei linii poligonale, la care panta fiecărui segment va fi egală cu inversul valorii vitezei de propagare a undelor elastice în mediul inferior al limitei de separație corespunzătoare.

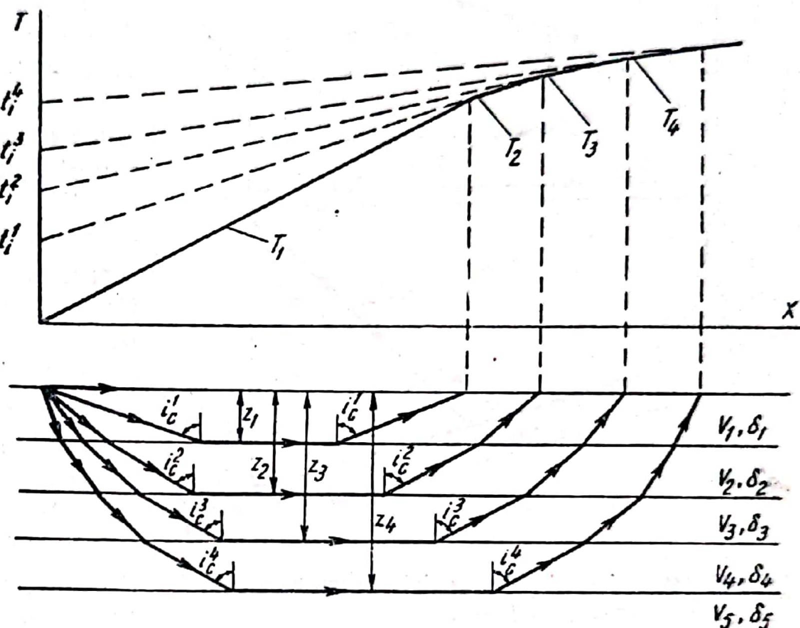


Fig. 145. Metoda primelor sosiri pentru cazul mai multor limite de separație orizontale.

Calculul adîncimii z_k a unei limite de separație oarecare se face prin metoda timpilor de intercepție. Dacă notăm cu t_i^k valoarea timpului de intercepție corespunzător limitei de separație respective, cu v_k și v_{k+1} vitezele de propagare în mediile superior, respectiv inferior al limitei, și cu i_c^k unghiul critic de incidență pe limita de separație, atunci adîncimea la limita de separație va fi dată de relația următoare, care de fapt reprezintă generalizarea relației (299)

$$z_k = \frac{t_i^k \cdot v_k}{2 \cos i_c^k}. \tag{300}$$

În modul acesta problema este rezolvată, în membrul al doilea al relației (300) fiind numai mărimi a căror valoare poate fi determinată din hodograf.

1.3. **Cazul unei limite de separație înclinată**. În cazul în care limita de separație este înclinată, determinarea ei necesită cunoașterea a două mărimi, și anume: *adîncimea* și *unghiul de înclinare* a ei. Pentru determinarea celor două necunoscute fiind necesare mai multe date, se împușcă și se înregistrează în ambele sensuri, obținîndu-se doi hodografi de refracție pentru aceeași porțiune de profil.

În figura 146 este reprezentat drumul undelor elastice și hodografii undelor refractate în cazul unei limite de separație înclinată și a împușcării în ambele sensuri pe același dispozitiv de suprafață.

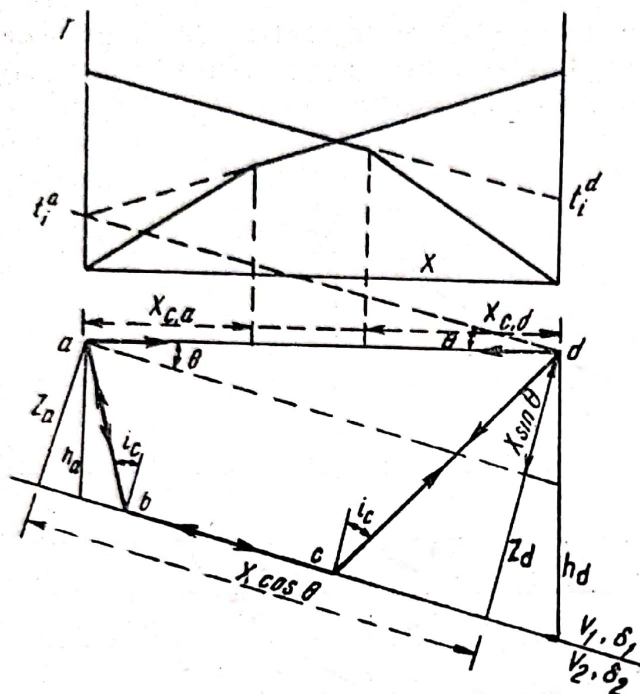


Fig. 146. Metoda primelor sosiri pentru cazul unei limite de separație înclinată.

Vom folosi următoarele notații: z_a și z_d, distanțele de-a lungul perpendicularei la limita de separație duse din cele două puncte de împușcare situate în capetele dispozitivului, adică în partea de sus, respectiv de jos a limitei de separație; h_a și h_d, adîncimile la limita de separație din cele două puncte de împușcare, în aceleași condiții de mai sus; $x_{c,a}$ și $x_{c,d}$, distanțele critice de refracție determinate din hodograful respectiv, cînd împușcarea se face în jos pe limita de separație (de la a la d), respectiv în sus pe limita de separație (de la d la a).

Raționamentul identic ca și în cazul limitei de separație orizontală ne arată că la geofonii apropiați va sosi mai întîi unda directă, avînd satisfăcută relația (289), iar la geofonii îndepărtați prima undă care va sosi va fi cea reflectată total, satisfăcînd relația (290), care este o relație generală.

Din figura 146 se poate deduce fără dificultăți:

$$\overline{ab} = \frac{z_a}{\cos i_c}, \tag{301}$$

$$\overline{bc} = x \cdot \cos\theta - z_a \cdot \operatorname{tg} i_c - (z_a + x \cdot \sin\theta) \cdot \operatorname{tg} i_c \tag{301, a}$$

și

$$\overline{cd} = \frac{z_a + x \cdot \sin\theta}{\cos i_c}. \tag{302}$$

Combinînd relația (290) cu relațiile (301), (301, a) și (302), obținem:

$$T_2 = \frac{z_a}{\cos i_c \cdot v_1} + \frac{x \cdot \cos\theta - z_a \cdot \operatorname{tg} i_c - (z_a + x \cdot \sin\theta) \cdot \operatorname{tg} i_c}{v_2} + \frac{z_a + x \sin\theta}{\cos i_c \cdot v_1} \tag{303}$$

sau grupînd altfel termenii în membrul al doilea și înlocuind pe tg i_c prin sin i_c/cos i_c

$$T_2 = \frac{2\,z_a + x \cdot \sin\theta}{\cos i_c \cdot v_1} + \frac{x \cdot \cos\theta \cdot \cos i_c - z_a \cdot \sin i_c - z_a \cdot \sin i_c - x \cdot \sin\theta \cdot \sin i_c}{\cos i_c \cdot v_2}. \tag{304}$$

Observăm că membrul al doilea poate fi scris sub altă formă dacă se desparte termenul al doilea în două fracții și se simplifică prin cos i_c, și apoi se grupează altfel termenii, obținînd:

$$T_2 = \frac{x \cdot \cos\theta}{v_2} + \frac{2 z_a + x \cdot \sin\theta}{\cos i_c \cdot v_1} - \frac{2 z_a \cdot \sin i_c + x \cdot \sin\theta \cdot \sin i_c}{\cos i_c \cdot v_2}. \tag{305}$$

Înmulțind și împărțind termenul al doilea din membrul II cu v_2 și termenul al treilea cu v_1, folosind relația (118, *a*), făcînd reducerile posibile și grupînd convenabil termenii, obținem:

$$T_2 = \frac{x \cdot \cos\theta}{v_2} + \frac{2 z_a \cdot (1 - \sin^2 i_c) + x \cdot \sin\theta \cdot (1 - \sin^2 i_c)}{\cos i_c \cdot v_1}. \tag{306}$$

Cum însă $1 - \sin^2 i_c = \cos^2 i_c$, relația (306) devine

$$T_2 = \frac{x \cdot \cos\theta}{v_2} + \frac{(2 z_a + x \cdot \sin\theta) \cos^2 i_c}{\cos i_c \cdot v_1} \tag{307}$$

și folosind din nou relația (118, *a*) sub forma echivalentă $1/v_2 = \sin i_c/v_1$ și grupînd din nou convenabil termenii, obținem final

$$T_2 = \frac{2 z_a \cdot \cos i_c}{v_1} + \frac{x}{v_1} \cdot \sin(i_c + \theta). \tag{308}$$

Relația (308) ne dă valoarea timpului T_2 de parcurgere a undei elastice în jos pe limita de separație, adică pe drumul $a - b - c - d$, cînd împușcarea se face în punctul *a*. În acest caz, la distanța critică $x_{c,a}$ vor ajunge simultan și unda directă și unda reflectată total, avînd evident satisfăcută relația (296), ca și în cazul unei limite de separație orizontală. Putem scrie deci pentru distanța critică la împușcarea din *a* relația:

$$\frac{x_{c,a}}{v_1} = \frac{2 z_a \cdot \cos i_c}{v_1} + \frac{x_{c,a}}{v_1} \cdot \sin(i_c + \theta). \tag{309}$$

Un calcul analog celui de mai sus ne arată că în cazul în care împușcarea se face în sus pe limita de separație, adică din *d*, pentru distanța critică respectivă $x_{c,d}$ vom avea satisfăcută relația:

$$\frac{x_{c,d}}{v_1} = \frac{2 z_d \cdot \cos i_c}{v_1} + \frac{x_{c,d}}{v_1} \cdot \sin(i_c - \theta). \tag{310}$$

Relațiile (309) și (310) reprezintă ecuațiile de bază pentru rezolvarea problemei prospecțiunii seismometrice prin metoda undelor refractate, în cazul unei limite de separație înclinate.

Relația (289) și (308) ne arată că hodograful undei refractate, în cazul limitei de separație înclinată, este tot o linie poligonală, formată din două segmente de dreaptă, cu pantele respectiv $1/v_1$ și $\sin(i_c + \theta)/v_1$. Dacă notăm cu p_a panta segmentului din hodograf la împușcarea din *a*, care corespunde

undelor reflectate total de limita de separaţie, şi cu p_d panta segmentului corespunzător din hodograful care se referă la împuşcarea din *d*, se poate scrie

$$p_a = \frac{\sin (i_c + \theta)}{v_1} \tag{311}$$

$$p_d = \frac{\sin (i_c - \theta)}{v_1} \tag{312}$$

sau

$$\begin{cases} i_c + \theta = \arcsin (p_a \cdot v_1) \\ i_c - \theta = \arcsin (p_d \cdot v_1) \end{cases} \tag{313}$$

Rezolvarea sistemului de două ecuaţii trigonometrice cu două necunoscute conduce la relaţiile

$$i_c = \frac{\arcsin (p_a \cdot v_1) + \arcsin (p_d \cdot v_1)}{2} \tag{314}$$

$$\theta = \frac{\arcsin (p_a \cdot v_1) - \arcsin (p_d \cdot v_1)}{2}. \tag{315}$$

Cu valorile lui p_a, p_d şi v_1 determinate din cei doi hodografi încrucişaţi, se poate calcula valoarea unghiului critic de incidenţă i_c şi a unghiului de înclinare al limitei de separaţie θ. Folosind apoi valorile distanţelor critice $x_{c,a}$ şi $x_{c,d}$, determinate de asemenea din cei doi hodografi, se pot calcula cu ajutorul formulelor (309) şi (310) distanţele z_a şi z_d din cele două capete ale dispozitivului la limita de separaţie. De asemenea se pot calcula adîncimile h_a şi h_d din capetele dispozitivului la limita de separaţie, folosind relaţiile evidente:

$$h_a = \frac{z_a}{\cos \theta} \tag{316}$$

şi

$$h_d = \frac{z_d}{\cos \theta}. \tag{317}$$

Şi în cazul limitei de separaţie înclinată poate fi folosită metoda timpilor de intercepţie determinaţi din hodografi. În acest caz vom avea

$$z_a = \frac{t_{i,a}}{2} \cdot \frac{v_1}{\cos i_c} \tag{318}$$

$$z_d = \frac{t_{i,d}}{2} \cdot \frac{v_1}{\cos i_c}. \tag{319}$$

Problema se rezolvă folosind relaţiile (318) şi (319) în combinaţie cu (314), (315), (316) şi (317), valorile lui v_1, p_a şi p_d fiind determinate din hodografi. Şi în acest caz se folosesc de preferinţă ambele metode, pentru a avea controlul valorilor de adîncime astfel determinate.

1.4. **Cazul mai multor limite de separație înclinate.** Problema se rezolvă tratînd fiecare limită în parte după procedeul specificat pentru o singură limită de separație înclinată, de preferință prin metoda timpilor de intercepție.

Toate cele de mai sus se referă la metoda primelor sosiri, care, așa cum s-a precizat de la început, este folosită aproape în exclusivitate în practica prospecțiunii seismometrice, bazată pe undele elastice refractate. În ultimii ani a fost studiată intens, și unele rezultate au început deja să apară în acest sens, posibilitatea interpretării și valorificării și a sosirilor ulterioare de pe seismograma de refracție. Metoda nu a intrat încă în rutina prospecțiunii seismometrice, fiind folosită numai în cazuri izolate și favorabile din punct de vedere al structurii geologice a subsolului.

2. METODICA ȘI TEHNICA PROSPECȚIUNII SEISMOMETRICE PE BAZA UNDELOR REFRACTATE

Prospecțiunea seimometrică pe baza undelor refractate se execută în mod curent sub formă de *profilare* sau *prin profiluri*. Pentru probleme speciale pot fi aplicate și alte sisteme de prospecțiune, cum ar fi, de exemplu, *împușcarea în arc* sau *împușcarea în evantai*; acestea au însă o folosire foarte restrînsă în practică.

2.1. **Profilarea prin refracție.** La această metodă, punctul de împușcare și geofonii se mișcă continuu pe un profil liniar. De obicei se folosește împușcarea în ambele sensuri, cu două puncte de explozie situate în capetele fiecărui panou, după ce, în prealabil, prin lucrări experimentale s-a determinat lungimea optimă a panoului, pentru a obține informații de la una sau mai multe limite de separație din subsol care prezintă interes. După terminarea unui panou, capătul lui devine punct inițial pentru panoul următor și așa mai departe, pînă cînd este acoperită întreaga lungime a profilului proiectat.

Profilurile de refracție se folosesc în două scopuri, și anume:

— *Pentru cercetări de geologie inginerească*, în vederea stabilirii adîncimii și reliefului rocii vii sau a fundamentului, precum și pentru determinarea vitezelor și grosimii straturilor în zona de viteze mici (dispozitive ZVM) necesare aplicării corecțiilor statice, se folosesc panouri a căror lungime este egală cu a unei singure î n t i n d e r i (înșirare a geofonilor).

În primul caz, geofonii se așază la o distanță de 5—20 m între ei, iar lungimea totală a întinderii este de 115—460 m, pentru o stație cu 24 de canale; în al doilea caz, distanța între geofoni se alege de 1—20 m (variabilă, geofonii fiind așezați la o distanță mai mică în apropierea găurii de împușcare, pentru stabilirea cît mai precisă a vitezei și grosimilor subzonei superficiale și la o distanță mai mare către capătul celălalt al întinderii pentru stabilirea elementelor respective a subzonei inferioare), iar lungimea întinderii de 50—300 m, pentru o stație cu 24 de canale.

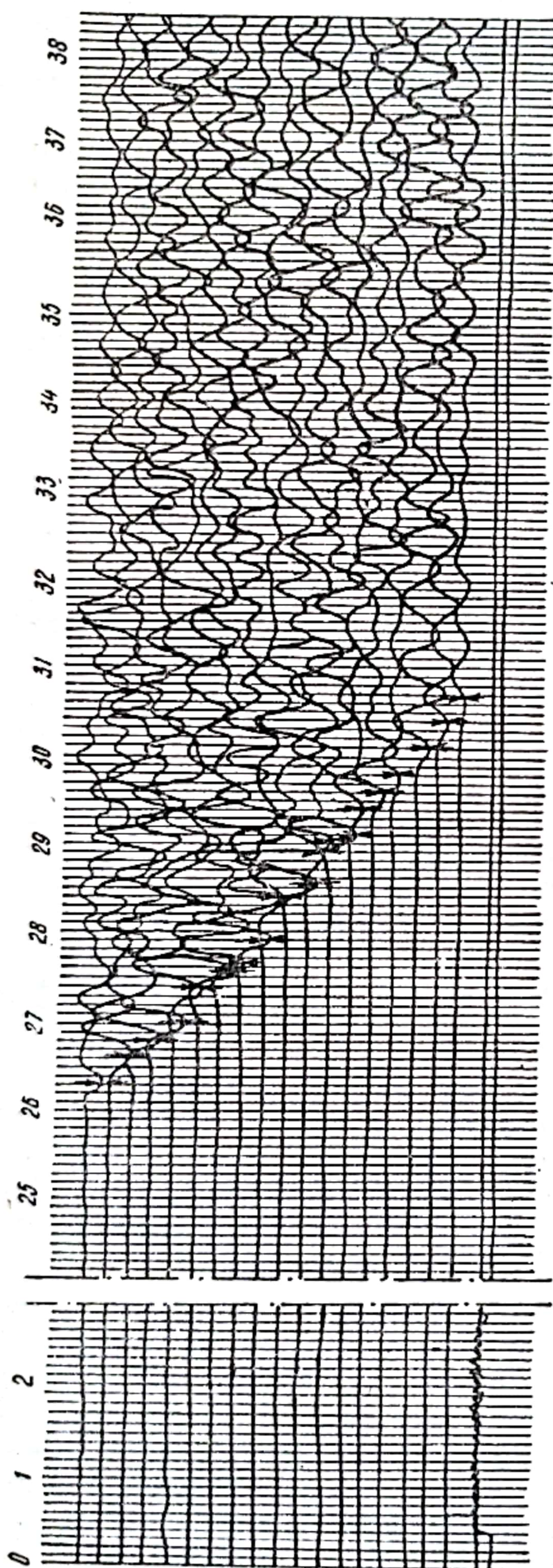


Fig. 147. Exemplu de seismogramă, cu prime sosiri şi momentul exploziei.

Este de precizat că dispozitivele ZVM, folosite pe scară largă în metodele bazate pe reflexia undelor elastice, se fac de obicei din 2 în 2 km, de-a lungul profilurilor de reflexie.

— *Pentru prospecţiuni* fie în forma simplă de profilare cu hodografi încrucişaţi, fie în forma mai recentă de corelaţie continuă a undelor refractate (KMPV) cu hodografi încrucişaţi, urmăritori şi centralizaţi, în ambele cazuri folosind primele sosiri; fie folosind şi sosirile ulterioare, deoarece metoda primelor sosiri poate conduce la erori mari de interpretare, dacă vitezele diferitelor medii cuprinse între limitele de separaţie sînt apropiate între ele ca valoare [1]. În cazul prospecţiunii se execută profiluri lungi, de 4—15 km şi chiar mai mult, distanţa între două găuri de împuşcare fiind cel puţin de 5 ori adîncimea medie la limita de separaţie pe care dorim să o determinăm; pentru aceasta, geofonii se aşază echidistanţi, la interval de 20—100 m, lungimea unei întinderi fiind de 460—2300 m pentru o staţie cu 24 de canale.

Mărimea şarjei de exploziv este variabilă, în funcţie de condiţiile seismologice ale regiunii în care se execută prospecţiunea şi poate fi în mod normal între 50 g şi 100 kg. Împuşcarea se poate efectua în găuri forate, în aer sau pe sol, cu şarjă centrală sau distribuită în mod egal în puncte situate într-o reţea pătratică sau pe unul sau mai multe cercuri concentrice.

[1] În acest caz, diferenţele de pantă ale diferitelor segmente din hodograf sînt foarte mici, astfel încît acestea nu se diferenţiază în mod clar.

Prelucrarea materialului se face avînd la bază construirea hodografilor undelor refractate, folosind diferenţele de timp (între momentul exploziei şi sosirile undelor elastice la fiecare canal în parte), determinate pe seismograme şi distanţele dintre punctele de explozie şi geofonii respectivi.

În figura 147 este reprodusă o porţiune dintr-o seismogramă de refracţie, în care se poate vedea înregistrarea momentului exploziei şi axa de sinfază a primelor sosiri. În figura 148 este reprodusă o porţiune dintr-o altă seismogramă de refracţie, care conţine axa de sinfază a primelor sosiri şi o a doua axă de sinfază a unor sosiri ulterioare a undelor refractate.

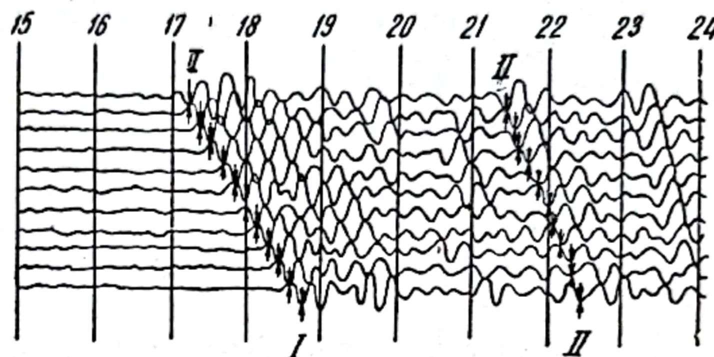


Fig. 148. Exemplu de seismogramă cu prime sosiri şi sosiri ulterioare.

La construirea hodografilor pot fi folosite numai primele sosiri sau şi sosirile ulterioare. Construirea hodografilor undelor refractate constă în simpla proiectare, pe o hîrtie milimetrică la scară convenabilă, a timpilor de sosire a undelor (prime sosiri sau sosiri ulterioare), în funcţie de distanţele la geofonii respectivi.

Pe baza hodografilor se construiesc secţiunile seismice de refracţie. Această operaţie se poate face folosind mai multe procedee.

În cazul dispozitivelor scurte (ZVM) sau în probleme de geologie inginerească, precum şi în probleme de prospecţiune, în care limita de separaţie are o formă simplă, pentru care segmentele de hodograf sînt practic liniare, se foloseşte în mod curent metoda timpilor de intercepţie. Pentru stratul superior se foloseşte ca valoare a vitezei v_1 media valorilor v_1' şi v_1'', determinate din primele ramuri ale hodografilor încrucişaţi (reciproci) pe panoul pentru care se face calculul, adică

$$v_1 = \frac{v_1' + v_1''}{2}. \qquad (320)$$

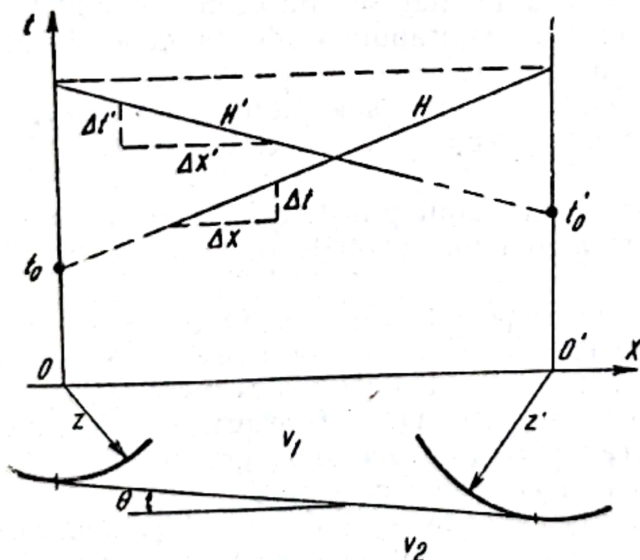


Fig. 149. Construirea secţiunilor de refracţie pe baza timpilor de intercepţie t_0 şi t_0.

Cu această valoare a vitezei în mediul superior, construcţia secţiunilor poate fi simplificată. Să presupunem, aşa cum se vede în figura 149, că am obţinut doi hodografi încrucişaţi H şi H', prin explozii

în O şi O', legaţi prin punctele lor reciproce. Cum hodografii sînt practic liniari, presupunem că limita de separaţie corespunzătoare este practic plană. Se determină adîncimile z şi z' în punctele de explozie O şi O', folosind relaţia (299), valoarea unghiului i_c fiind determinată pe baza relaţiei (118, *a*), cu valoarea lui v_1, determinată din relaţia (320) şi valoarea lui v_2 ca medie aritmetică

$$v_2 = \frac{v_2' + v_2''}{2}, \tag{321}$$

în care, conform figurii 149

$$v_2' = \frac{\Delta x}{\Delta t} \tag{322}$$

şi

$$v_2'' = \frac{\Delta x'}{\Delta t'}. \tag{323}$$

Cu valorile z şi z' astfel determinate, se descrie din 0, respectiv din O', cîte un arc de cerc la scara respectivă şi se duce tangenta comună la acestea, care reprezintă poziţia limitei de separaţie (suprafaţa refractatoare).

Cum timpii de intercepţie t_0 şi t_0' pot fi greşit stabiliţi prin prelungirea segmentelor de hodograf pînă ce acestea intersectează axa Ot respectivă, este mai bine ca la folosirea acestei metode să se utilizeze hodografi urmăritori; aceasta însă presupune corelaţia continuă a undelor refractate.

În momentul de faţă, pentru problemele de prospecţiune se foloseşte aproape în exclusivitate corelaţia continuă a undelor refractate.

Corelaţia continuă a undelor refractate a fost introdusă de un grup de cercetători sovietici, în frunte cu G. A. GAMBURŢEV, Iu. V. RIZNICENKO, I. S. BERZON, A. M. EPINATIEVA etc., şi se execută pe faze după caracteristicile dinamice ale impulsurilor înregistrate pe seismograme, de-a lungul întregului profil, comparaţia făcîndu-se îndeosebi la punctele de legătură ale întinderilor şi la zonele de suprapunere de la capetele panourilor. Corelaţia continuă se bazează pe faptul că dacă se constată că forma unui impuls se conservă pe toate canalele unei seismograme şi se regăseşte pe seismogramele întinderii sau panoului vecin, aceasta este un indiciu că el provine de la aceeaşi undă.

Corelaţia continuă pe fază, de-a lungul unui profil, atît în refracţie cît şi în reflexie, de altfel, se face pe baza mai multor criterii, dintre care cele mai importante sînt următoarele:

a) existenţa unei axe de sinfază clară pe seismograme. O grupă de oscilaţii de pe seismogramă aparţine unei aceleiaşi unde, dacă posedă o axă de sinfază suficient de lungă şi cu un mers liniştit. Un control al marcării axelor de sinfază pe seismograme în bune condiţii se poate face prin considerarea axelor de sinfază a unor faze vecine aparţinînd aceluiaşi grup de oscilaţii, care trebuie să fie paralele cu aceea la care se face corelaţia;

b) repetarea formei impulsurilor la canalele vecine cu cel pentru care se face corelaţia. Grupa de oscilaţii aparţine unei aceleiaşi unde venită din subsol, dacă pe canalele care corespund unor geofoni apropiaţi se conservă particularităţile de bază ale formei impulsurilor (oscilaţiilor), cum sînt: perioada,

raportul amplitudinilor punctelor extreme învecinate din același grup de oscilații, punctele extreme secundare etc.;

c) schimbarea intensității impulsurilor. Grupa de oscilație poate fi atribuită unei aceleiași unde, dacă ea poate fi separată de oscilațiile dinainte și de după ea printr-o porțiune de seismogramă cu oscilații slabe și dacă se observă o sosire (impuls) clară în acest grup.

Aceste condiții nu sînt satisfăcute întotdeauna. Este posibil ca pe o porțiune de profil să se suprapună oscilațiile a două sau mai multe unde care sosesc simultan la geofoni. În acest caz, operația de separare este foarte complicată și este mai bine să nu se traseze axe de sinfază (chiar dacă acestea aparent există) și să nu se construiască hodografi, deoarece se poate ajunge la construcții de secțiuni cu totul eronate.

Folosirea metodei de corelație continuă a undelor refractate ne conduce la hodografi de refracție construiți în condiții bune. Construirea secțiunilor de refracție, mai ales în cazul în care limita sau limitele de separație au o formă mai complicată și nu pot fi aproximate satisfăcător prin porțiuni plane prin procedeul indicat anterior, nu poate fi folosită decît în primă aproximație. Construcția secțiunilor, mult mai corectă, se poate face în acest caz prin *procedeul cîmpurilor de timp*, care se aplică la hodografi ce nu sînt constituiți din segmente de dreaptă, deci produși de suprafețe refractatoare curbe, stabilit de RIZNICENKO, în 1939.

Să presupunem că C este un punct oarecare pe o suprafață refractatoare curbă, așa cum se vede în figura 150. Înregistrînd în ambele sensuri, cu puncte de explozie în O și O', se obțin hodografii de refracție încrucișați H și H', cu timpul T în punctele reciproce. Din figura 150 se constată cu ușurință că

$$t_{OAC} + t_{O'BC} = t_{OACBO'} = T. \tag{324}$$

Relația (324) ne arată că în interiorul unui panou există un foarte mare număr de puncte pe limita de separație, pentru care avem relația

$$t + t' = T, \tag{325}$$

în care t și t' sînt timpii din hodografii H și H' în două puncte la suprafață, care, satisfăcînd relația (325), poartă numele de *timpi complimentari*. Tot din aceeași relație reiese că poziția limitei de refracție poate fi determinată ca fiind locul geometric al punctelor de intersecție a celor două perechi de izocrone aparținînd cîmpurilor de timp legate de cei doi hodografi încrucișați, pentru care suma timpilor este egală cu timpul în punctele reciproce T. Este important de precizat că poziția astfel determinată a suprafeței de refracție este univocă și că se păstrează cu același caracter și în cazul în care mediul are mai multe strate sau în cazul în care într-un mediu viteza de propagare a undelor elastice variază lateral.

Construirea cîmpurilor de timp legate de cei doi hodografi încrucișați se face în modul următor, pe baza timpilor din hodografii respectivi și a vitezei v_1 a undei elastice corelate în mediul superior, calculată cu relația (320).

Pe fiecare ramură a hodografilor încrucișați se alege un interval de timp constant Δt, care poate fi de 5, 10, 20, 40 sau 50 milisecunde, în funcție de viteza de propagare a undei în mediul superior și de complicațiile formei

hodografilor, respectiv a limitei refractatoare. Printr-un sistem de linii orizontale trasate la echidistanţa Δt se determină pe hodografii H şi H' o serie de puncte.

Se pleacă de la un punct oarecare, de timp t, de pe hodograful H, situat de preferinţă aproape de începutul acestui hodograf şi se coboară acest punct

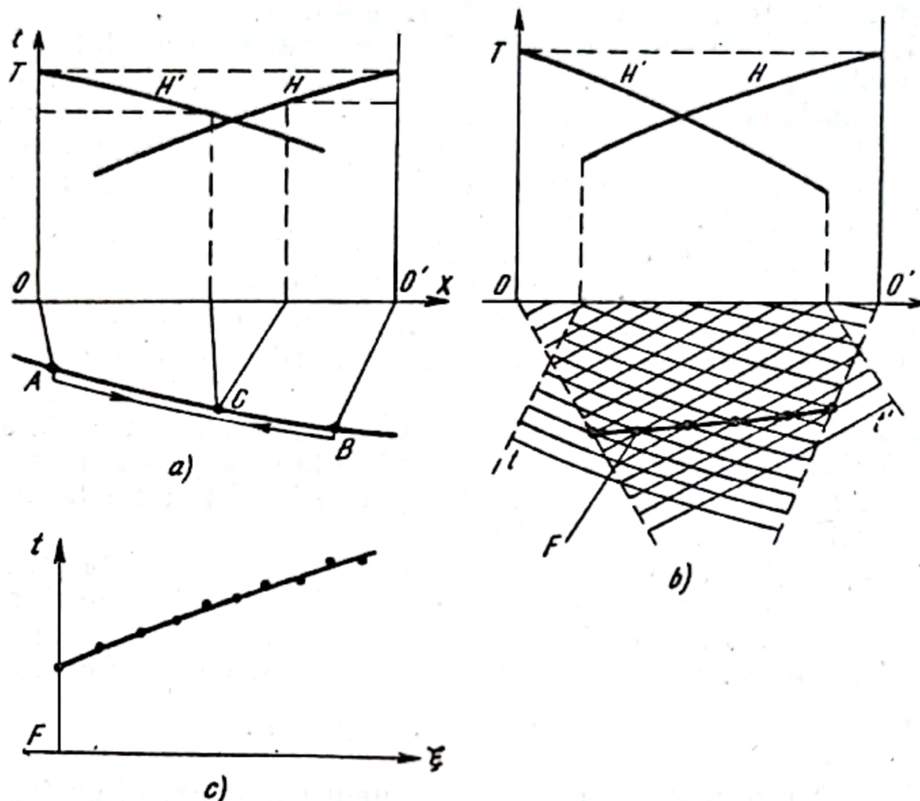


Fig. 150. Exemplificarea procedeului cîmpurilor de timp pentru construirea secţiunilor de refracţie.

pe axa orizontală. Se coboară apoi punctul vecin, de timp $t + \Delta t$, şi de la axa orizontală se trasează către în jos un arc de cerc de rază $v_1 \cdot \Delta t$. Apoi se coboară următorul punct, de timp $t + 2\Delta t$ şi se trasează un arc de cerc de rază $v_1 \cdot 2\Delta t$. Înfăşurătoarea tuturor arcurilor de cerc de raze 0, $v_1 \cdot \Delta t$, $v_1 \cdot 2\Delta t$, $v_1 \cdot 3\Delta t, \ldots, v_1 . n\Delta t$, reprezintă izocrona de timp t. În acelaşi mod se construiesc apoi izocronele de timp $t + \Delta t$, $t + 2\Delta t$, $t + 3\Delta t, \ldots, t + n\,\Delta t$, care vor fi curbe paralele la izocrona t, constituind în ansamblu cîmpul de timp legat de hodograful H. În mod identic se construieşte apoi cîmpul de timp legat de hodograful H', cu izocronele de timpi t', $t' + \Delta t$, $t' + 2\Delta t$, $t' + 3\Delta t, \ldots, t' + n\Delta t$.

Se construieşte apoi limita de refracţie, trasînd o curbă prin punctele de intersecţie a izocronelor de timp complimentar şi care reprezintă diagonala unui sistem de trapeze curbe pe care le formează cele două familii de izocrone. Porţiunea din limita de separaţie care poate fi construită se găseşte între normalele duse din 0 şi 0′ la direcţia izocronelor hodografului reciproc. Un exemplu de aplicare a metodei cîmpurilor de timp este prezentat schematizat în figura 150.

Este de asemenea important de precizat că soluţia constructivă a suprafeţei de refracţie este univocă, indiferent de punctul de plecare pe care îl alegem în construcţie, respectiv valorile timpilor t şi t'.

În afară de faptul că ne conduce la precizarea formei limitei de refracţie, cu detaliile respective ale ei şi că se aplică pentru suprafeţe de refracţie de o formă oarecare, metoda cîmpurilor de timp mai are avantajul că permite determinarea vitezei v_2 la suprafaţa limitei de separaţie[1] şi a legii de variaţie a acesteia în cazul în care variază lateral. Pentru aceasta se alege un punct oarecare F pe limita de separaţie determinată după cum s-a indicat mai sus. Se măsoară distanţele ξ de-a lungul limitei de separaţie pînă la intersecţiile cu izocronele t sau t' al unuia din cîmpurile de timpi. Apoi se construieşte hodograful, luînd în abscisă distanţele ξ şi în ordonată timpii t (sau t'), pentru unda alunecătoare pe limita de separaţie, aşa cum se vede în figura 150. Coeficientul unghiular în orice punct al acestui hodograf, respectiv $\Delta\xi/\Delta t$, ne dă valoarea vitezei de limită v_2 în punctul respectiv (v. relaţia 322). În cazul în care acest hodograf nu este o dreaptă, ci o curbă, se poate calcula această viteză în diferite puncte şi reprezenta variaţia laterală a ei printr-o curbă.

În cazul în care suprafaţa refractatoare îşi schimbă brusc poziţia geometrică în subsol printr-o denivelare, ceea ce în natură se realizează în cazul faliilor, fracturilor etc., hodograful undelor refractate capătă o formă specifică. Să luăm cazul simplu al unei limite de separaţie plane şi înclinate, care este faliată, avînd o săritură Δh, aşa cum se vede în figura 151. În hodograful de refracţie al acestei limite vor apărea trei unde, şi anume: o undă refractată de nivelul superior al suprafeţei refractatoare, o undă difractată de buza AC a faliei şi o a treia undă refractată de nivelul inferior al suprafeţei refractatoare. Hodografii primei şi celei de a treia unde vor fi două segmente de dreaptă, în timp ce acela al undei a doua va fi curb. Curba, care este în fapt o hiperbolă, produsă de unda difractată, va fi tangentă la prima ramură dreaptă a hodografului şi secantă la cea de-a treia ramură, tot dreaptă şi paralelă cu prima, însă deplasată cu o valoare Δt faţă de aceasta, aşa cum se vede în figura 151. Diferenţa de timp Δt este legată de elementele geometrice ale faliei prin relaţia

$$\Delta t = \frac{\Delta h}{v_1} \cos i_c. \qquad (326)$$

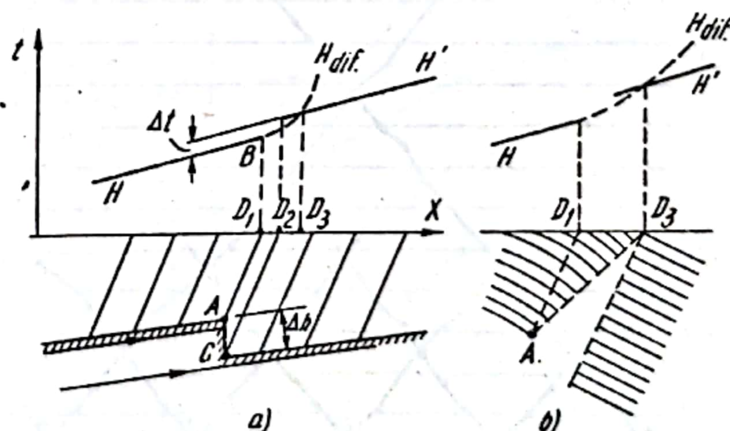


Fig. 151. Deformarea hodografului undei refractate datorită difracţiei produsă de o falie.

Relaţia (326) este folosită în practică pentru stabilirea săriturii Δh a faliei şi conduce la rezultate satisfăcătoare; mai complicată însă este stabilirea cu precizie a buzei superioare a faliei

[1] „Viteza de limită"

(punctul *A* din fig. 151), care la hodografii obţinuţi în practică nu apare întotdeauna clar.

Pentru o mai bună înţelegere a modului cum se execută practic profilarea prin refracţie în varianta corelaţiei continue a undelor refractate

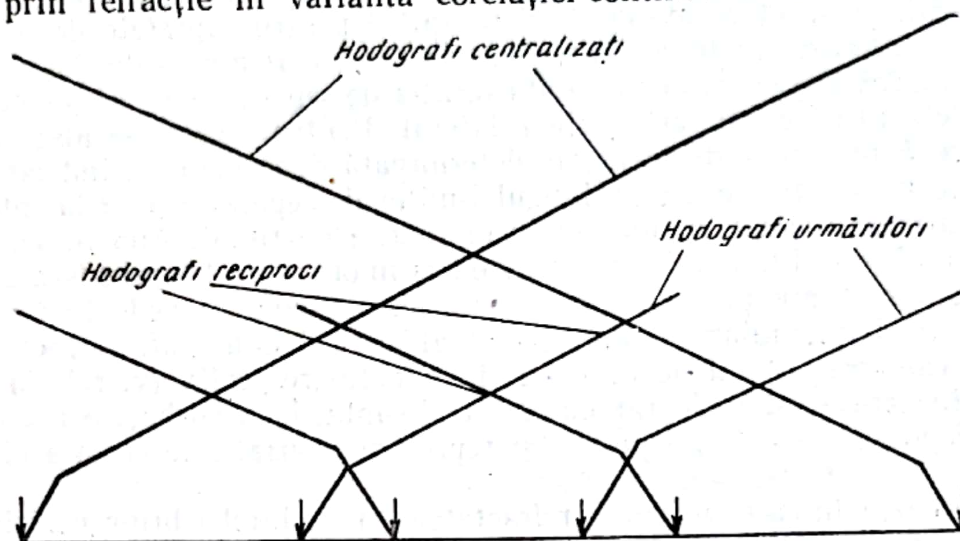
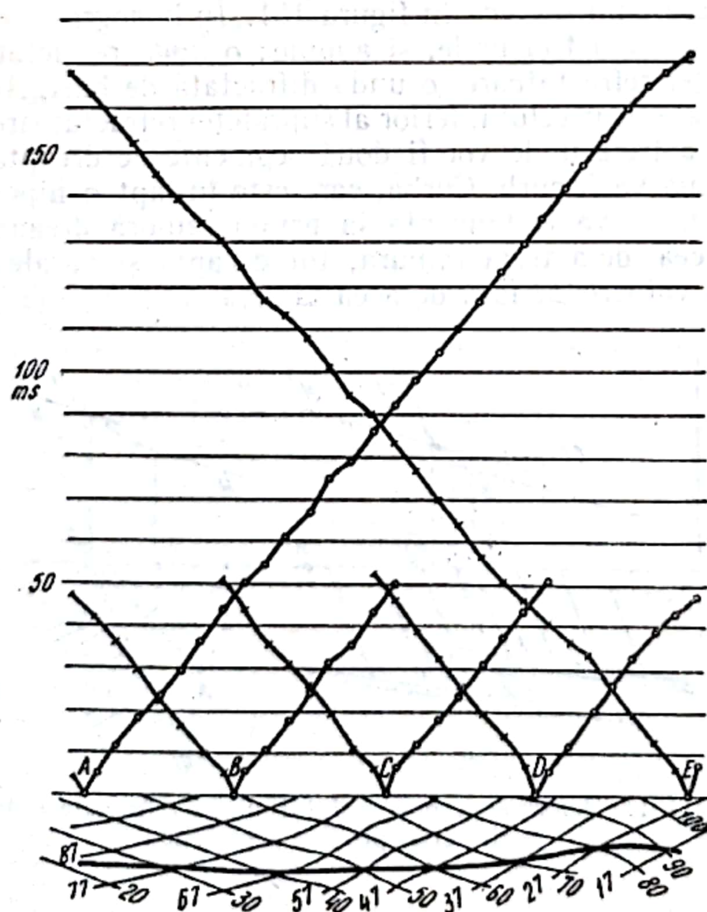


Fig. 152. Imagine schematică a profilării prin refracţie folosind corelaţia continuă a undelor refractate.



(KMPV), este schematizată în figura 152 o porţiune de profil executată prin această metodă. După cum se poate remarca, se execută panouri împuşcate din ambele sensuri constituite din una sau mai multe întinderi, obţinându-se hodografi încrucişaţi (reciproci) corespunzători acestora. Panourile nu au puncte comune numai în punctele de explozie, ci se suprapun pe o anumită porţiune; aceasta uşurează efectuarea corelării undelor refractate şi asigură totodată o precizie mai mare acestei operaţii, deoarece aceeaşi

Fig. 153. Secţiunea de corelaţie continuă a undelor refractate şi hodografii centralizaţi, pe structura Billiton, Olanda.

undă apare pe o porțiune comună în hodografii a două panouri vecine, porțiuni de hodografi care trebuie să aibă riguros aceeași pantă, dacă operația de corelare a fost efectuată corect. Hodografii panourilor vecine, care se suprapun parțial poartă numele de *hodografi urmăritori*. Cu ajutorul hodografilor urmăritori se pot construi *hodografii centralizați*, deplasînd prin translație porțiunile din hodografii urmăritori, controlate pe porțiuni comune, pentru unificarea tuturor segmentelor într-un singur hodograf. Se obține în felul acesta pentru întreg profilul studiat doi hodografi centralizați, care sînt și ei încrucișați și care sînt echivalenți hodografilor pe care i-am fi obținut dacă am fi folosit numai două puncte de explozie la capetele profilului și ne-am fi deplasat succesiv cu întinderile în ambele sensuri pe toată lungimea lui[1].

În prezentarea metodei de corelație continuă a undelor refractate cu procedeul cîmpurilor de timp pentru construirea secțiunilor de refracție s-au folosit pînă acum numai cazuri simplificate geometric, teoretice. În figura 153 este reprodusă, în parte, după Hagedoorn[2] imaginea hodografilor încrucișați și a celor centralizați obținuți în mod practic pe structura Billiton, Olanda; de asemenea, cîmpurile de timp legate de cei doi hodografi centralizați, precum și forma stratului refractator construită prin punctele de intersecție a izocronelor de timp complimentar. După cum se poate remarca, hodografii nu au o formă riguros dreaptă, schimbînd progresiv de pantă ca efect al curburii suprafeței refractatoare; de asemenea au un mers dințat, cu variații de timpi de sosire la geofonii învecinați, ca efect al variației de grosime a zonei de viteze mici (ZVM). În ansamblu însă, ei se apropie destul de mult de hodografii teoretici. Cam acesta este aspectul hodografilor de refracție care se obțin practic, uneori chiar cu curburi și dințări mai accentuate, dacă suprafețele refractatoare au o formă neregulată, cu curburi și denivelări locale mari.

Cercetătorului sovietic Gamburțev (1959) i se datorește folosirea și a sosirilor ulterioare a undelor refractate la construirea secțiunilor de refracție. Hodograful complet al unei stratificații cu patru strate, construit pe baza primelor sosiri și a sosirilor ulterioare, este prezentat în figura 154. După cum se poate remarca, hodograful fiecărei

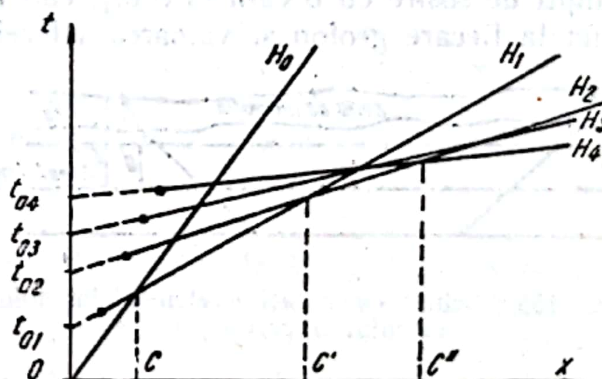


Fig. 154. Hodograf de refracție construit pe baza primelor sosiri și a sosirilor ulterioare.

[1] Această operație practic este foarte grea, dacă nu chiar imposibilă, pentru lungimi mari de profil și, în orice caz, neeconomică, deoarece, cu cît ne îndepărtăm de punctul de explozie avem nevoie de cantități din ce în ce mai mari de exploziv, pentru a genera unde utile care să fie înregistrate la distanțe mari.

[2] J. G. Hagedoorn, *The plus-minus method of interpreting seismic refraction sections*, Geophysical Prospecting, VII, 2, 1959.

unde apare complet, din momentul apariţiei undei refractate[1] (moment marcat cu un punct pe hodografii H_1, H_2, H_3, H_4), şi pînă la sfîrşitul panoului respectiv; de asemenea, complet este şi hodograful undei directe H_0, construit şi după apariţia undelor refractate.

Avantajul folosirii sosirilor ulterioare împreună cu primele sosiri este foarte mare, îndeosebi în cazul în care vitezele în diferitele strate care constituie secţiunea geologică au valori relativ apropiate, ceea ce se traduce în hodografi prin pante foarte apropiate ca valoare. În acest caz, folosind numai metoda primelor sosiri, secţiunea de refracţie construită poate să nu fie completă, prin faptul că nu s-au luat în considerare unele segmente din hodograf, care nu sînt diferenţiate prea mult ca pantă; în schimb, chiar la diferenţe mici de pantă, dacă se folosesc şi sosirile ulterioare, hodografii compleţi ai fiecărei unde apar în mod clar şi pe baza lor se pot construi stratele refractatoare corespunzătoare, fără posibilitatea de a neglija vreunul din ele.

În întreaga prezentare de pînă acum a metodicii de construire a hodografilor undelor refractate şi a secţiunilor de refracţie s-a considerat că de la suprafaţa solului şi pînă la prima limită de separaţie avem un mediu practic omogen din punct de vedere elastic, caracterizat printr-o viteză medie v_1. În realitate, lucrurile nu stau aşa, deoarece în vecinătatea suprafeţei solului avem unul sau chiar două strate alterate, aerate şi cu umiditate crescută, care constituie aşa-numita *zonă de viteze mici*. Deoarece grosimea acestei zone este variabilă de-a lungul unui profil de refracţie, rezultă că timpii de sosire ai unei unde la diferiţi geofoni vor conţine o cantitate variabilă, care este funcţie de lungimea drumului undei în zona de viteze mici, respectiv de grosimea acestei zone la geofonii corespunzători. Pentru a determina corect poziţia suprafeţei refractatoare în subsol, va trebui să corectăm timpii de sosire cu o cantitate dt_1, care rezultă din grosimea zonei de viteze mici la fiecare geofon şi valoarea vitezei undelor elastice în această zonă[2].

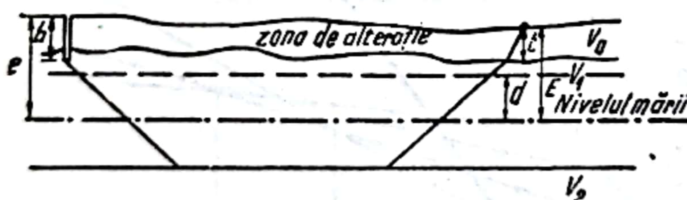


Fig. 155. Schiţă cu notaţiile elementelor folosite în calculul corecţiilor statice.

În afară de aceasta, nu s-a ţinut cont de faptul că în condiţiile de teren, mai ales cînd lucrurile se desfăşoară în alte regiuni decît acelea de şes, între punctul de împuşcare şi diferiţii geofoni există o diferenţă de elevaţie oarecare. Acest fapt introduce de asemenea diferenţe de timp de sosire, pentru care este necesară o a doua corecţie dt_2, care trebuie aplicată timpilor de

---

[1] Momentul de apariţie al undei refractate sau începutul domeniului de existenţă al unei unde refractate coincide cu sfîrşitul domeniului de existenţă al undelor reflectate de acelaşi strat şi se găseşte faţă de punctul de explozie la *distanţa critică de reflexie*, aşa cum se va vedea în capitolul următor.

[2] În general, zona de viteze mici este constituită din două strate deosebite: un strat superior, cu viteză de circa 300 m/s şi unul inferior, cu viteză de 700—800 m/s. Dacă grosimea stratului superior este mai mare, atunci corecţia aplicată trebuie să ţină cont de ambele strate.

sosire, care rezultă din diferența de elevație la fiecare geofon și viteza undelor elastice pe acest drum.

În practica prospecțiunii seismometrice pe baza undelor refractate, aceste două corecții se combină în una singură, care poartă numele de *corecție statică* a timpilor de sosire și care, în acord cu notațiile din figura 155 are expresia analitică de mai jos

$$dt_s = (e + E - h - t - 2d) \cdot \frac{\sqrt{v_2^2 - v_1^2}}{v_1 \cdot v_2} + \frac{t \cdot \sqrt{v_2^2 - v_0^2}}{v_0 \cdot v_2}, \tag{327}$$

în care:

e este altitudinea față de nivelul mării a punctului de împușcare;

E = altitudinea față de nivelul mării a geofonului;

d = altitudinea față de nivelul mării a planului de referință ales pentru construirea secțiunii de refracție;

h = adîncimea găurii de împușcare;

t = grosimea stratului de alterație (zona de viteze mici) la geofon;

v_0, v_1 și v_2 = vitezele de propagare a undelor elastice în zona de viteze mici, respectiv în mediul de deasupra și dedesubtul limitei de separație.

Aplicarea corecțiilor statice se face direct pe hodografi. Se construiește mai întîi hodograful brut, folosind intervalele de timp, citite pe seismograme, scurse între momentul exploziei și sosirile (prime sau ulterioare) la diferiții geofoni. După aceea se calculează corecția statică la fiecare geofon, pe baza rezultatelor obținute prin profilurile scurte de refracție (dispozitive ZVM) și se construiește un al doilea hodograf — hodograful corectat — care apoi este folosit la construirea secțiunii de refracție. În modul acesta este asigurată corecta determinare a poziției și a formei suprafeței de refracție din subsol.

2.2. **Împușcarea în evantai.** S-a precizat de la început că în afară de profilarea prin refracție, metoda de prospecțiune seismometrică, bazată pe refracția undelor elastice, mai poate fi folosită și în forma de împușcare în arc sau de împușcare în evantai.

Avînd însă în vedere aplicarea foarte restrînsă a acestora, vom da numai cîteva indicații, cu caracter pur informativ numai asupra metodei de împușcare în evantai.

Această metodă este folosită pentru determinarea unor obiecte geologice cu pereți verticali sau foarte înclinați, cu alte cuvinte a elementelor geologice care au dimensiunea verticală ca maximă, cum ar fi, de exemplu, domuri de sare, corpi eruptivi (piloni, neckuri, stockuri etc.). Rezultatul

prospecţiunii prin această metodă se concretizează în determinarea proiecţiei pe suprafaţa solului a obiectului geologic respectiv şi are un caracter pur calitativ.

La această metodă, geofonii sînt aşezaţi pe un sector de cerc sau de elipsă în jurul punctului de împuşcare, la o distanţă de 8—16 km de acesta. Se folosesc de obicei două puncte de împuşcare, aşezate aproximativ pe laturile unui unghi drept, cu dispozitivele de geofoni respective.

Pe o direcţie în afara obiectului geologic bănuit şi care trebuie determinat se determină o curbă de variaţie normală a timpului primelor sosiri a undelor elastice, în funcţie de distanţele între punctul de explozie şi geofoni. Acesta reprezintă hodograful normal în regiune (v. fig. 156, jos).

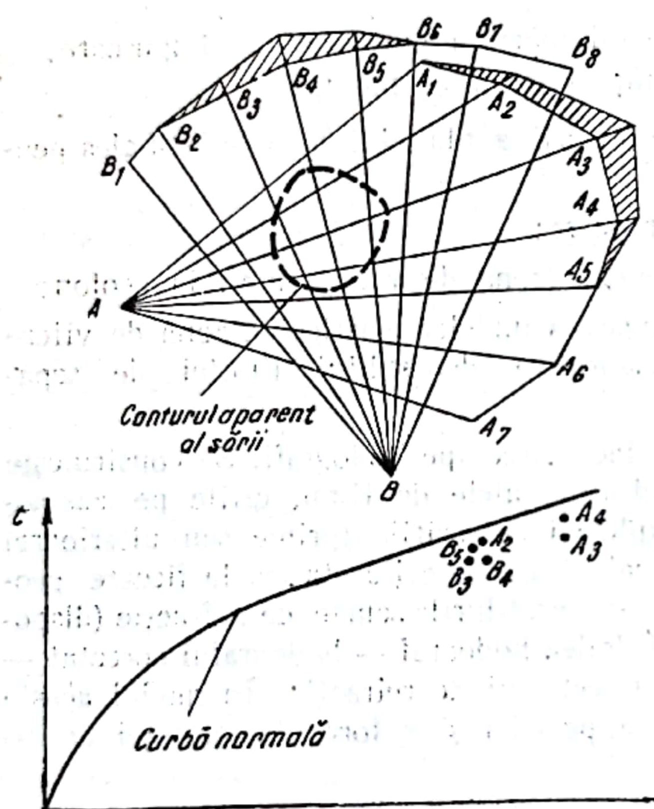


Fig. 156. Principiul metodei de refracţie denumită „împuşcare în evantai".

Producînd o explozie în unul din punctele de împuşcare şi înregistrînd la diferiţii geofoni ai evantaiului respectiv, vom determina intervale de timp care se înscriu pe hodograful normal, dacă pe direcţia punct de împuşcare — geofon unda elastică nu a străbătut de loc obiectul geologic sau intervale de timp care nu se înscriu pe hodograful normal (în general mai mici, deoarece viteza de propagare în sare sau roci eruptive este mai mare decît în sedimente), dacă unda elastică a străbătut o parte din drum prin obiectul geologic. În funcţie de distanţa la geofonul respectiv, intervalele de timp sînt proiectate pe hodograful normal şi determinate diferenţele de timp, între timpul real şi timpul normal (v. în fig. 156, la punctele A_2, B_4, A_4 etc.). Se construieşte apoi graficul diferenţelor de timp pentru fiecare evantai, proiectînd la o scară convenabilă aceste diferenţe de timp în punctele corespunzătoare geofonilor pe direcţia razei şi unind capetele segmentelor obţinute. Apoi se construieşte conturul aparent la suprafaţa solului al obiectului geologic, cunoscînd că punctele de intersecţie a două raze (din cele două puncte de împuşcare) cu anomalie de timp se găsesc în interiorul conturului, iar punctele de intersecţie a două raze din care una are şi alta nu are anomalie de timp se găseşte în afara conturului aparent.

Metoda *primelor sosiri* are marele avantaj că, deşi numai calitativă, conduce rapid la rezultate şi are un preţ de cost destul de scăzut. Folosirea ei este restrînsă, deoarece alte metode de prospecţiune geofizică, cum ar fi cea *magnetometrică* şi mai ales cea *gravimetrică*, conduc la rezultate aproape comparabile mai rapid şi la un preţ şi mai scăzut decît ea.

CAPITOLUL XXIV

METODE DE PROSPECŢIUNE SEISMOMETRICĂ BAZATE PE REFLEXIA UNDELOR ELASTICE

Metodele de prospecţiune seismometrică bazate pe reflexia undelor elastice valorifică undele elastice care se reîntorc la suprafaţă, după ce în prealabil au fost deviate prin reflexie în subsol de una sau mai multe limite de separaţie. O dată cu undele reflectate pot sosi şi unde refractate de limite mai puţin adînci sau unde reflectate multiplu; separarea acestora din urmă de undele reflectate, care reprezintă undele utile în aceste metode, se face pe baza timpilor de sosire şi a caracteristicilor dinamice a impulsurilor care apar pe seismograme. Trebuie specificat că această separare nu este întotdeauna posibilă, aşa încît în unele cazuri astfel de unde pot constitui surse importante de erori în prelucrarea şi interpretarea datelor obţinute prin această metodă.

Metodele bazate pe reflexia undelor elastice se concretizează în mai multe procedee, a căror aplicare are loc de la caz la caz, în funcţie de caracteristicile structurii geologice care urmează a fi studiată.

1. CORELAŢIA CONTINUĂ PE PROFIL A UNDELOR REFLECTATE.

Procedeul cel mai mult folosit este acela al corelaţiei continue pe profil a undelor reflectate sau a profilării prin reflexie. Avînd în vedere marea lui folosire în practică, vom insista mai mult asupra acestui procedeu.

1.1. **Fundamentarea teoretică şi relaţiile cantitative.** Pentru stabilirea relaţiilor cantitative vom presupune, ca şi în cazul discutării metodelor de refracţie, existenţa în subsol a unor limite de separaţie plane.

1.1.1. Cazul unei limite de separaţie orizontală. Să presupunem că în subsol există o limită de separaţie orizontală, care desparte două medii omogene şi izotrope din punct de vedere elastic, caracterizate prin vitezele v_1 şi v_2 şi densităţile δ_1, respectiv δ_2. Undele elastice generate în punctul de explozie E care vor cădea pe limita de separaţie sub un unghi de incidenţă mai mic decît cel critic, vor fi reflectate de aceasta şi se vor reîntoarce la suprafaţă pe un drum care corespunde direcţiei care uneşte punctul imagine E' (simetric cu E faţă de limita de separaţie) al punctului de explozie E cu punctul de incidenţă I de pe limita de separaţie.

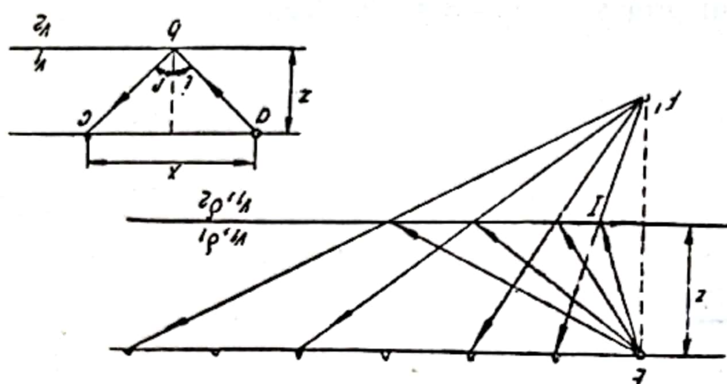


Fig. 157. Reflexia undelor elastice la o limită de separaţie orizontală.

În acord cu figura 157, drumul parcurs de o undă elastică prin reflexie va fi a-b-c. Valoarea intervalului de timp t necesar călătoriei undei pe acest drum va fi

$$t = \frac{\overline{ab} + \overline{bc}}{v_1}, \tag{328}$$

ori, cum

$$\overline{ab} = \overline{bc} = \sqrt{\left(\frac{x}{2}\right)^2 + z^2}, \tag{329}$$

se obţine final

$$t = \frac{1}{v_1} \cdot \sqrt{x^2 + 4z^2}. \tag{330}$$

Relaţia (330) reprezintă ecuaţia hodografului undei reflectate în cazul unei limite de separaţie orizontală. După cum se poate lesne constata, ea reprezintă ecuaţia unei hiperbole. În figura 158 este ilustrată legătura care există între hodograful undei reflectate şi a celei refractate pentru cazul unei limite de separaţie orizontală.

După cum se poate remarca, hodograful undei reflectate este o hiperbolă care taie axa Ot la o valoare $t_0 = \frac{2z}{v_1}$, timp care corespunde reflexiei normale la limita de separaţie. Hiperbola este tangentă la prelungirea segmentului t_2 al hodo-

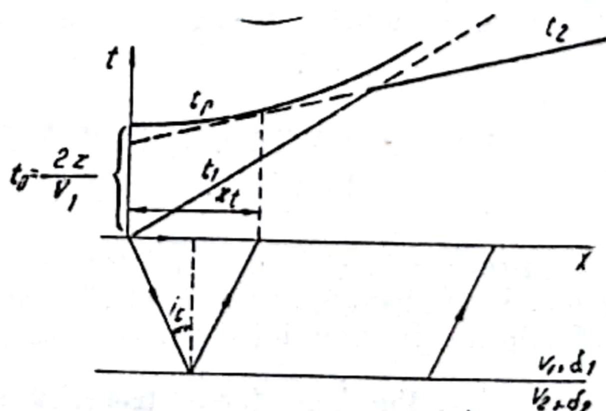


Fig. 158. Hodografii de reflexie şi refracţie în cazul unei limite de separaţie orizontală.

grafului undei refractate şi asimptotică la prelungirea segmentului t_1 al acestuia; punctul de tangenţă se găseşte la distanţa x_t faţă de punctul de producere al undelor elastice, distanţă pentru care soseşte la suprafaţă unda reflectată cu un unghi de incidenţă egal cu i_c (pentru distanţe mai mari ca x_t nu mai sosesc la suprafaţă unde reflectate de limita de separaţie respectivă, ci numai unde reflectate total!).

Adîncimea z a limitei de separaţie se poate calcula în mod simplu din valoarea lui t_0, şi anume:

$$z = \frac{t_0 \cdot v_1}{2}, \quad (331)$$

dacă se cunoaşte valoarea vitezei v_1. Deoarece problema determinării vitezei de propagare a undelor elastice în metodele de reflexie este mult mai complicată decît în cele de refracţie, aceasta va fi discutată separat mai departe.

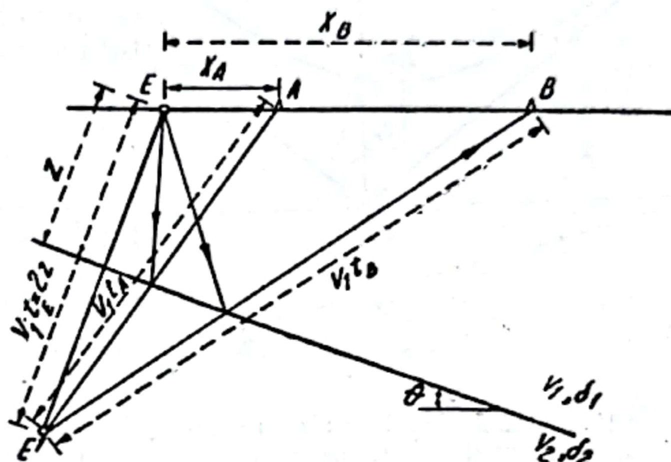


Fig. 159. Reflexia undelor elastice la o limită de separaţie înclinată.

1.1.2. Cazul unei limite de separaţie înclinată. În acest caz intervine o necunoscută în plus în problemă, şi anume înclinarea θ a limitei de separaţie. Din punct de vedere teoretic, cele două necunoscute z şi θ se pot determina cunoscînd valorile timpilor de reflexie în două puncte de suprafaţă.

Să considerăm, în acord cu figura 159, două unde care pleacă din punctul de explozie E şi se reîntorc prin reflexie la suprafaţă în punctele A şi B, la timpii t_A respectiv t_B.

Aplicînd legea cosinusului în triunghiurile EAE' şi EBE', vom avea

$$(v_1 t_A)^2 = x_A^2 + (2z)^2 - 2x_A \cdot (2z) \cdot \cos(90° + \theta) \quad (332)$$

$$(v_1 t_B)^2 = x_B^2 + (2z)^2 - 2x_B \cdot (2z) \cdot \cos(90° + \theta) \quad (333)$$

Efectuînd operaţiile şi înlocuind $\cos(90° + \theta) = -\sin\theta$ putem scrie relaţiile de mai sus sub forma

$$v_1^2 t_A^2 = x_A^2 + 4z^2 + 4x_A \cdot z \cdot \sin\theta \quad (334)$$

$$v_1^2 \cdot t_B^2 = x_B^2 + 4z^2 + 4x_B \cdot z \cdot \sin\theta. \quad (335)$$

Am obţinut astfel un sistem de două ecuaţii cu două necunoscute, care poate fi rezolvat riguros în vederea obţinerii valorilor acestora.

Astfel, unghiul de înclinare θ se poate determina din relaţia

$$\sin\theta = \frac{v_1^2 \cdot (t_B^2 - t_A^2)}{4z^2 \cdot (x_B - x_A)} - \frac{x_B + x_A}{4z}, \quad (336)$$

obţinută prin scăderea primei ecuaţii din a doua şi efectuarea înlocuitorilor şi simplificărilor posibile.

Distanţa z la limita de separaţie se poate obţine din valoarea timpului de reflexie t_0 (timpul reflexiei normale la limita de separaţie)

$$z = \frac{v_1 \cdot t_0}{2}, \quad (337)$$

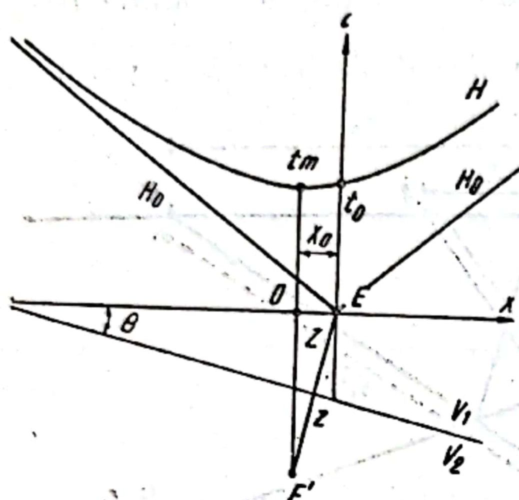


Fig. 160. Hodograful undei reflectate în cazul unei limite de separaţie înclinată

iar adîncimea limitei de separaţie în dreptul punctului de explozie va fi evident

$$h = \frac{z}{\cos \theta}. \quad (338)$$

Relaţiile (334, 335) ne arată că ecuaţia hodografului undei reflectate în cazul unei limite de separaţie înclinată este, în forma generală,

$$t = \frac{1}{v_1} \cdot \sqrt{x^2 + 4z^2 + 4x \cdot z \cdot \sin \theta}, \quad (339)$$

din care reiese că, şi în acest caz, hodograful undei reflectate este tot o hiperbolă, aşa cum este exemplificat în figura 160. Hiperbola este simetrică însă axa de simetrie nu mai corespunde axei Ot ca în cazul limitei de separaţie orizontală, ci unei axe paralele cu ea şi deplasată la distanţa x_0 faţă de punctul de explozie, în sensul în care are loc ridicarea limitei de separaţie.

1.1.3. Cazul mai multor limite de separaţie orizontale sau înclinate.

Metodele de prospecţiune seismometrică bazate pe reflexia undelor elastice pot fi utilizate şi în cazul, de altfel general în natură, în care în subsol există mai multe limite de separaţie fie orizontale, fie înclinate. În astfel de cazuri, undele elastice produse printr-o explozie la suprafaţa solului, întîlnind prima limită de separaţie, vor genera la punctul de incidenţă o undă reflectată şi o alta care se va refracta în mediul inferior. Fenomenul acesta se va repeta la fiecare limită de separaţie, pînă cînd unghiul de incidenţă va atinge valoarea unghiului critic i_c, cînd unda respectivă se va reflecta total.

Undele care se reîntorc la suprafaţă prin reflexie de la diferite aceste limite de separaţie vor avea legate de ele cîte un hodograf (v. fig. 161).

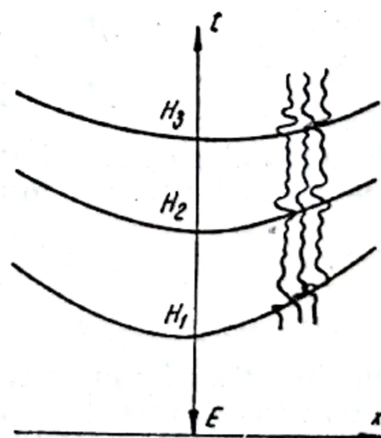


Fig. 161. Hodografii de reflexie legaţi de undele reflectate la trei limite de separaţie din subsol.

După cum se poate remarca, hodografii undelor care sînt reflectate de limite de separaţie mai puţin adînci au în vecinătatea minimului o curbură mai mare, iar ramurile lor au o înclinare

mai mare. Dacă limitele de separaţie în subsol sînt paralele, atunci hodografii nu se intersectează; în cazul în care pantele limitelor de separaţie se deosebesc mult între ele, hodografii undelor reflectate de aceste limite ajung în situaţia de a se intersecta.

1.2. **Metodica şi tehnica prospecţiunii pe baza reflexiei undelor elastice.** Ca şi în cazul profilării prin refracţie, punctul de explozie şi geofonii se mişcă continuu pe un profil liniar. În cazul corelaţiei continue pe profil a undelor reflectate, panourile sînt mai scurte, deoarece echidistanţa geofonilor este mai mică decît în refracţie, şi anume de 20—40 m; aceasta derivă din limitarea pe care o introduce existenţa distanţei critice de reflexie x_t. Astfel, lungimea unui panou este de 460—920 m pentru o staţie cu 24 de canale. Distanţa între două puncte de explozie corespunde lungimii unui panou sau uneori dublului lungimii acestuia. Lungimea profilurilor de corelaţie continuă este în general de ordinul cîtorva kilometri.

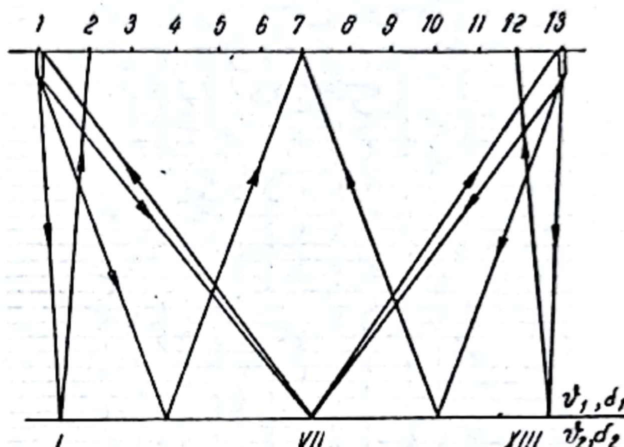


Fig. 162. Tehnica înregistrării undelor reflectate prin procedeul corelaţiei continue.

Mărimea şarjei de exploziv este variabilă, în funcţie de condiţiile seismogeologice ale regiunii şi, în special, de numărul şi calitatea limitelor de separaţie la care are loc reflexia undelor elastice. În mod normal, mărimea şarjei este între cîteva sute de grame şi cîteva kilograme. Împuşcarea se poate efectua în găuri forate, în aer sau pe sol, cu şarjă centrală sau distribuită în mod egal în puncte situate într-o reţea pătratică sau pe cercuri concentrice.

Metoda corelaţiei continue pe profil a undelor reflectate se aplică în regiunile în care există limite de separaţie care funcţionează ca bune suprafeţe de reflexie şi se conservă pe zone mai mari. Aplicarea procedeului de corelaţie continuă în acest caz conduce la obţinerea de date asupra înclinării şi adîncimii limitelor de separaţie din orice punct al acestora.

În figura 162 este exemplificată tehnica înregistrărilor de teren prin acest procedeu, pentru cazul simplu al unei staţii de înregistrare cu 12 canale. Procedeul este următorul: se produce întîi o explozie în punctul *1*, iar geofonii ocupă locurile *2—13*; în modul acesta se obţin date asupra limitei de separaţie în porţiunea I—VII. Se produce apoi o explozie în punctul *13*, iar geofonii ocupă locurile *1—12*; de data aceasta se obţin date asupra limitei de separaţie în porţiunea VII—XIII. În modul acesta am obţinut date asupra întregii porţiuni a limitei de separaţie între I şi XIII; în plus, punctul VII, pentru care avem date din ambele împuşcări, va servi ca punct de legătură pentru efectuarea corelaţiei. Dacă geofonii se aşază simetric, de o parte şi de alta a punctului de explozie, ocupînd o jumătate din distanţa între două găuri de împuşcare, atunci numărul exploziilor se micşorează la jumătate.

În cazul în care în subsol există suprafeţe foarte bune de reflexie, care se conservă lateral pe suprafeţe foarte mari, corespund unor forme structurale mai simple (de exemplu monocline) şi sîntem interesaţi a obţine informaţii asupra lor cu urgenţă mare, se poate folosi procedeul profilării discontinue. În acest caz se fac înregistrări pe panouri de reflexie situate la o distanţă oarecare între ele (1—2 km), cu aranjamentul geofonilor simetric faţă de punctul de explozie, iar corelaţia între date se face direct pe secţiunea seismică prin interpolare.

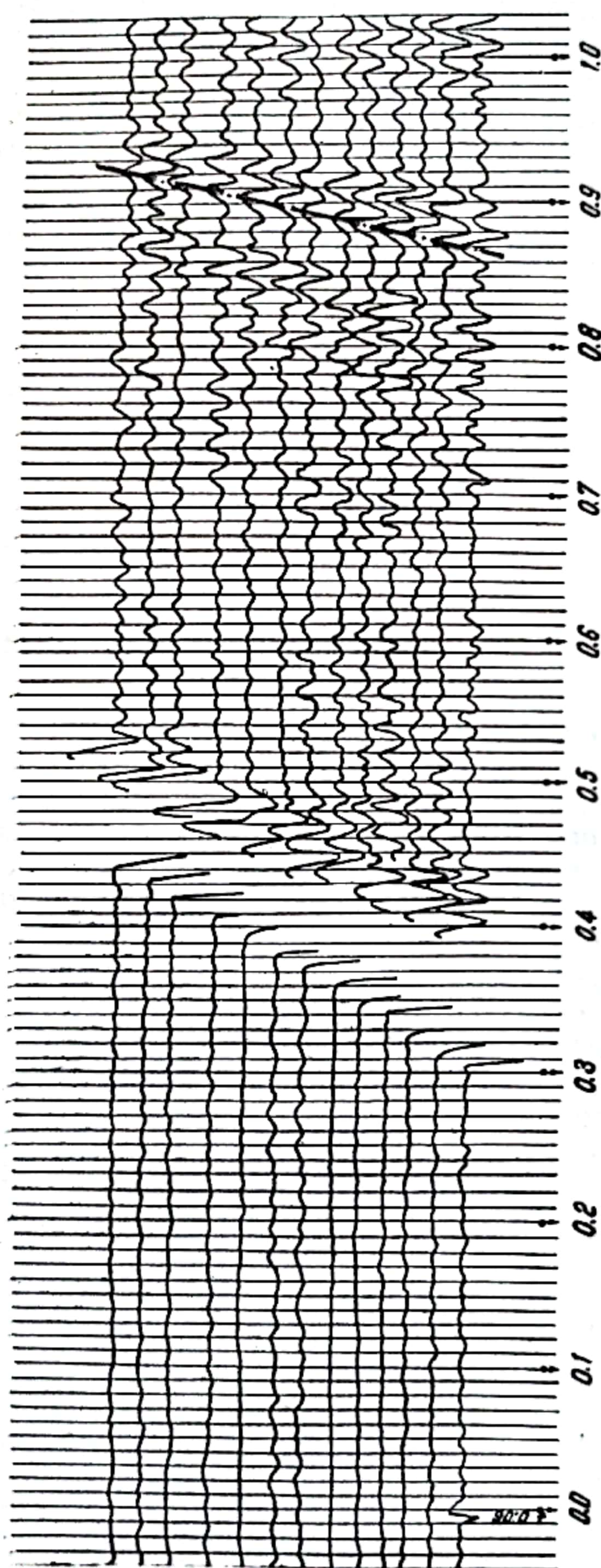


Fig. 163. Porţiune dintr-o seismogramă de reflexie.

Prelucrarea materialului înregistrat, respectiv a seismogramelor de reflexie, se face avînd la bază construirea hodografilor undelor reflectate, folosind diferenţele de timp dintre momentul de explozie şi sosirile undelor reflectate la suprafaţă pentru fiecare canal în parte determinate pe seismograme, precum şi distanţele dintre punctul de explozie şi geofonii respectivi.

În figura 163 este reprodusă o porţiune dintr-o seismogramă de reflexie obţinută cu o staţie cu 12 canale, din care apare clar momentul de explozie şi axa din sinfază a impulsurilor corespunzătoare unei unde reflectate.

Se poate urmări pe această seismogramă porţiunea corespunzătoare între momentul exploziei şi sosirea undei directe la geofoni (între timpul 0 şi timpii circa 0,30—0,52 s), în care geofonii nu înregistrează decît microseisme; amplitudinea oscilaţiilor produse de unda directă este adesea de cîteva sute de ori şi chiar de

cîteva mii de ori mai mare decît aceea produsă de undele reflectate. O dată puşi în vibraţie, geofonii oscilează cu amplitudine mai mare, şi uneori înregistrează unde refractate sau chiar reflectate de la limite de separaţie situate la adîncimi mici, care în general se separă greu pe seismograme. În fine, la timpii circa 0,87—0,91 s se înregistrează la geofoni un prim impuls clar al unei unde reflectate, a căror faze se situează pe o axă de sinfază dreaptă. Acesta este de fapt un caz particular, deoarece în general axele de sinfază în reflexie sînt curbe. Curbura lor depinde de lungimea panoului, adîncimea limitei de separaţie de la care vine unda reflectată şi valoarea vitezei de propagare cu care această undă călătoreşte în subsol.

Corelarea undelor reflectate sosite la panouri vecine se face după aceleaşi criterii ca şi în cazul undelor refractate, aşa cum s-a arătat în capitolul XXIII. În cazul undelor reflectate, esenţial este ca această operaţie să se facă pe *fază*, avînd la bază valorile de timp la geofonul comun celor două panouri alăturate. Corelarea fazelor este posibilă, deoarece distanţa între geofoni fiind mică, unda reflectată soseşte la doi geofoni alăturaţi la o distanţă de timp foarte mică, astfel încît oscilaţiile solului vor produce impulsuri pe seismogramă, care se vor deosebi foarte puţin ca formă între ele. Deoarece forma acestor impulsuri se conservă în absenţa unor unde perturbatoare sau a unor interferenţe de unde, marcarea axelor de sinfază este uşurată şi, de asemenea, corelarea pe fază de la un panou la altul.

O dată fixate axele de sinfază şi efectuată corelarea lor pe profil, se determină timpii de reflexie ai fiecărei unde reflectate pentru fiecare geofon. Înainte de a trece la construirea hodografilor, este necesar ca să se aplice corelaţiile de timp pentru zona de viteze mici şi pentru variaţiile de relief, deoarece aceste două cauze produc deformări ale hodografilor care îi îndepărtează mult de la forma teoretică de hiperbolă. Aceste corecţii au o expresie analitică mai simplă decît în cazul refracţiei, deoarece undele reflectate sosesc la suprafaţă după o rază de undă aproape verticală.

Corecţia de relief urmăreşte corectarea timpilor de reflexie la geofonii plasaţi la altidudini diferite pe un relief oarecare. Alegînd un plan de referinţă şi notînd Δh diferenţele de altitudine a geofonilor faţă de acesta, valoarea acestei corecţii va fi

$$\Delta t_r = \frac{\Delta h}{v_1}, \tag{340}$$

în care v_1 este viteza de propagare a undelor elastice în mediul de deasupra primei suprafeţe de reflexie, această corecţie făcîndu-se în ipoteza inexistenţei unei zone de viteze mici.

Corecţia pentru zona de viteze mici sau, mai simplu, corecţia *de zonă* cum i se spune în practică urmăreşte eliminarea întîrzierilor în timpii de reflexie produşi de zona de alteraţie de la suprafaţă, în care undele elastice călătoresc cu o viteză mult mai mică (300—1 100 m/s) decît în roca vie. Expresia analitică a acestei corecţii este

$$\Delta t_z = z\left(\frac{1}{v_0} - \frac{1}{v_1}\right), \tag{341}$$

în care z este grosimea Z.V.M. la geofonul respectiv, iar v_0 valoarea vitezei de propagare a undelor elastice în Z.V.M.

Determinarea variaţiilor de grosime a zonei de viteze mici se face cu ajutorul profilurilor scurte de refracţie, aşa cum s-a arătat în capitolul XXIII.

Cu timpii de reflexie corectaţi, aşa cum s-a indicat mai sus, pot fi acum construiţi hodografii undelor reflectate.

1.3. **Metode de determinare a vitezei de propagare a undelor elastice.** Problema determinării vitezelor de propagare a undelor elastice, în metodele seismometrice bazate pe reflexia undelor elastice este, aşa cum s-a precizat de altfel mai înainte, o problemă foarte complicată. Dificultăţile provin din variaţiile mari ale vitezei legate de variaţiile de facies litologic ale rocilor, din necesitatea stabilirii cît mai exacte a poziţiei în subsol a unor limite de separaţie situate la adîncimi relativ mici, precum şi din legătura analitică mai complicată dintre viteza de propagare şi elementele structurale (adîncime şi înclinare) concretizată în ecuaţia hodografului undei reflectate.

Există două căi principale pentru determinarea vitezei de propagare a undelor elastice în lucrările de seismică-reflexie.

Prima cale este d i r e c t ă şi necesită efectuarea unor operaţii speciale pentru determinarea vitezei de propagare. Aceste operaţii sînt reprezentate de *seismocarotaj* şi *carotajul continuu al vitezei* şi necesită existenţa unei găuri de sondă, ceea ce nu se realizează în cazul general.

Principiul seismocarotajului este următorul. Se introduce în gaura de sondă un geofon special construit, la o adîncime oarecare z. Efectuînd o explozie în vecinătatea gurii găurii de sondă la o distanţă x, se înregistrează la geofon unda directă.

În acord cu figura 164, timpul de parcurgere a undei directe de la punctul de explozie O_1 la geofonul de sondă din poziţia G_1 va fi

$$t_1 = \frac{1}{v_{1(1)}} \cdot \sqrt{x^2 + z_1^2}, \tag{342}$$

iar la geofonul de sondă într-o altă poziţie G_2

$$t_2 = \frac{1}{v_{1(2)}} \cdot \sqrt{x^2 + z_2^2}. \tag{343}$$

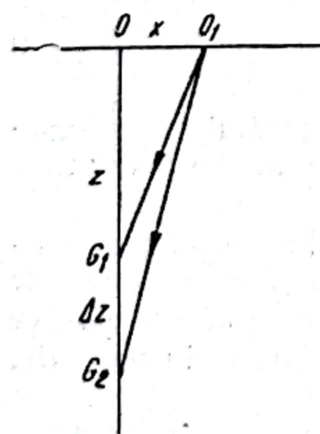


Fig. 164. Principiul seismocarotajului.

Din valorile timpilor se pot determina fie direct valorile vitezei pentru pachetele de roci de la suprafaţă la adîncimea z respectivă, de exemplu:

$$v_{1(1)} = \frac{1}{t_1} \cdot \sqrt{x^2 + z_1^2}, \tag{344}$$

fie viteza medie pentru un anumit pachet de grosime Δz din subsol, de exemplu:

$$v_{1(m)} = \frac{\Delta z}{\Delta t}. \tag{345}$$

Datele obţinute în modul acesta prin seismocarotaj ne permit să cunoaştem valoarea vitezei de propagare a undelor elastice pentru anumite grosimi ale stratificaţiei şi să întocmim o curbă de variaţie a vitezei de propagare cu adîncimea şi prin ea să cunoaştem legea de variaţie cu adîncimea a acestei mărimi.

Seismocarotajul prezintă unele dezavantaje, prin aceea că ne conduce la o curbă de variaţie a vitezei cu adîncimea, care ne dă variaţiile medii ale acestei mărimi pe intervalul de adîncime corespunzător poziţiilor geofonilor de sondă; în plus, precizia de determinare a vitezelor medii este invers proporţională cu lungimea intervalului folosit.

Aceste dificultăţi dispar la folosirea carotajului continuu de viteză.

Principiul carotajului continuu de viteză apare clar din figura 165. Măsurătorile presupun un aparat special care conţine un emiţător de unde elastice (E), cu frecvenţă înaltă şi un receptor (R) [1].

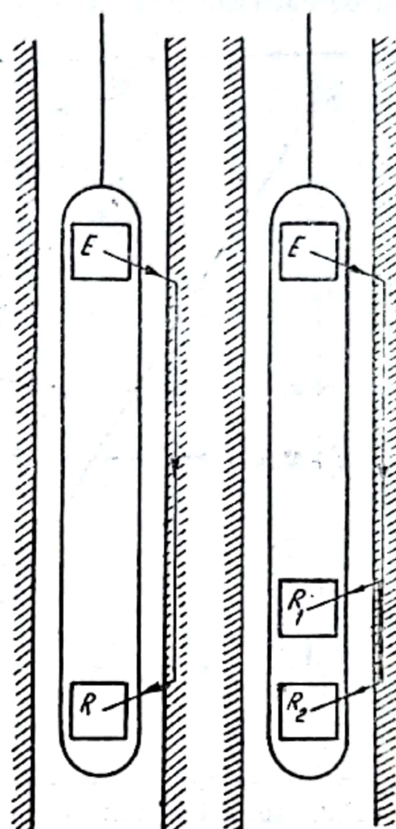


Fig. 165. Aparatul de fund pentru carotajul continuu de viteză.

Distanţa între emiţător şi receptor este în general de 1,8 m. Drumul undei elastice apare din figura 165, stînga, şi se vede că ea călătoreşte prin refracţie în peretele găurii de sondă. Din cauza prezenţei noroiului de foraj în gaura de sondă şi a unei zone de invadare a acestuia în cazul stratelor cu porozitate mai mare, valorile vitezei determinate cu un astfel de dispozitiv pot fi afectate de erori care ating pînă la 10%. Din această cauză se preferă un dispozitiv de fund cu două receptoare, ca acela din figura 165, dreapta. Un astfel de dispozitiv diferenţial elimină drumurile parcurse în interiorul găurii de sondă, rămînînd efectiv numai acela parcurs prin peretele găurii de sondă (trasat mai gros în figură). Dacă l este distanţa dintre receptoarele R_1 şi R_2 (lungimea dispozitivului), iar t_i este timpul de interval, atunci valoarea medie a vitezei pe o distanţă corespunzătoare lungimii dispozitivului va fi

$$v_i = \frac{l}{t_i}. \qquad (346)$$

Înregistrarea variaţiilor de timp t_i exprimate în µs se face cu un echipament de suprafaţă, prin intermediul unui cablu electric care serveşte şi la manevrarea aparatului de fund în gaura de sondă.

În figura 166 este reprodusă o diagramă de variaţie diferenţială a timpului de interval de-a lungul unei găuri de sondă, din care se poate constata modul

[1] S c h w a e t z e r T., *La mesure de la vitesse par le carottage continu (CVL); precision des mesures et discussions de quelques résultats*, Geophysical prospecting, VI, 3, 1958

în care se diferenţiază pachetele de roci din punctul de vedere al vitezei de propagare a undelor elastice.

În figura 167 este reprodusă o diagramă de variaţie diferenţială a vitezei de interval de-a lungul unei găuri de sondă, din care reiese aceeaşi diferenţiere, exprimată de data aceasta chiar în termeni de viteză.

Cartotajul continuu de viteză prezintă mari avantaje, deoarece se obţin cu ajutorul lui date continue asupra variaţiei vitezei de propagare a undelor elastice de-a lungul găurii de sondă; în plus, intervalul pe baza căruia se determină fiind constant şi foarte mic în valoare, valorile determinate au aceeaşi precizie şi în acelaşi timp eroarea de determinare este foarte mică.

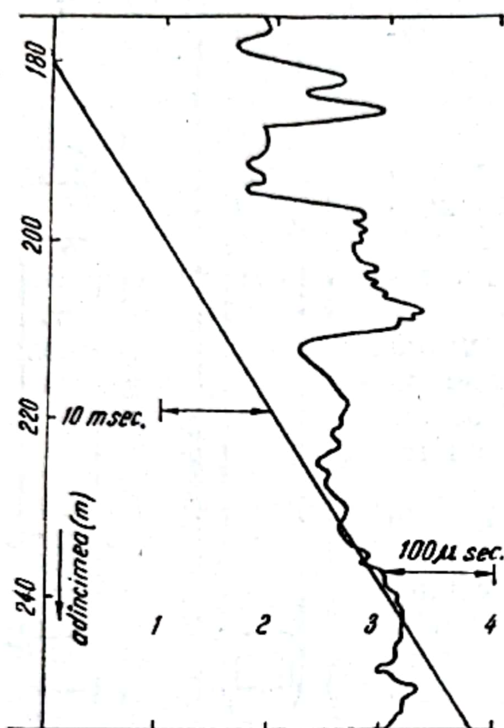


Fig. 166. Exemplu de diagramă de variaţie a timpului de interval.

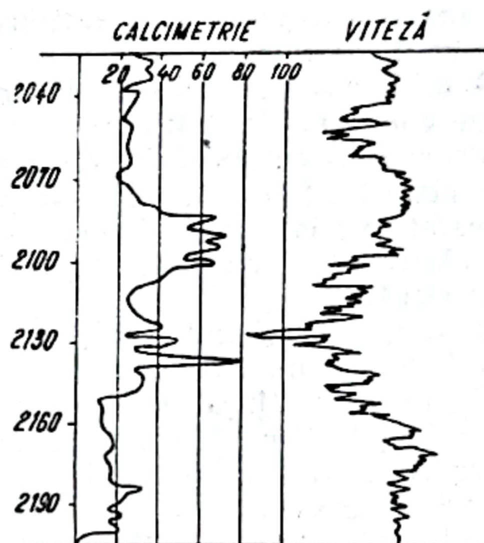


Fig. 167. Exemplu de diagramă de variaţie a vitezei de interval.

În forma în care este prezentată în figura 167, diagrama de variaţie a vitezei este o diagramă diferenţială. Pentru a fi folosită în cazul determinării valorii absolute a vitezei la anumite adîncimi, aşa cum este necesar în prospecţiunea seismică-reflexie, această curbă trebuie integrată; în acelaşi timp, astfel de diagrame servesc şi la identificarea orizonturilor reflectatoare traversate de către gaură de sondă, ceea ce este foarte important pentru interpretarea geologică a secţiunilor seismice.

Diagrama variaţiei diferenţiale a vitezei de propagare a undelor elastice poate servi însă şi pentru studiul stratificaţiei traversate de gaura de sondă în legătură cu anumite proprietăţi ale rocilor sau pentru identificarea şi separarea stratelor şi complexelor în interpretare complexă cu diagramele obţinute prin alte metode de carotaj geofizic. Îndeosebi, ea serveşte pentru corelaţii geologice în legătură cu stratele argiloase.

Variaţia diferenţială a vitezei este inversă faţă de variaţia obţinută prin argilometrie, însă se poate paraleliza foarte bine cu aceea obţinută prin

calcimetrie. În figura 167 este reprodusă și o curbă calcimetrică pe același interval al găurii de sondă. Principalele informații care le furnizează diagrama variației diferențiale a vitezei sînt următoarele:

— în complexele calcaroase, marnocalcaroase și argiloase, minimele de viteză la care nu corespund minime calcimetrice indică o creștere a porozității rocilor;

— în complexele silicioase, minimele de viteză se datoresc fie unei creșteri a porozității, fie unor intercalații argiloase.

După cum a reieșit din cele prezentate mai sus, seismocarotajul și mai ales carotajul continuu de viteză rezolvă în bune condiții problema determinării vitezei de propagare a undelor elastice. Din nefericire, aceste procedee sînt limitate de existența unor găuri de sondă, ceea ce face ca aplicarea lor să fie foarte restrînsă.

În general, prospecțiunile seismometrice se execută în regiuni în care nu există condiții pentru aplicarea acestor procedee. Rezolvarea problemei determinării vitezei de propagare a undelor elastice în acest caz se poate face pe cale i n d i r e c t ă, cu o precizie însă mai redusă.

Procedee indirecte de determinare a vitezei de propagare a undelor elastice sînt multe la număr și toate se bazează pe hodografii de reflexie construiți după seismograme. Precizia mai redusă a valorilor vitezei determinate după hodografi derivă din ipoteza care stă la baza tuturor acestor metode, și anume că hodografii sînt curbe de tip hiperbolă, ceea ce în cazul hodografilor reali (și mai ales pentru strate reflectatoare adînci) nu este satisfăcut, în primul rînd din cauză că suprafețele de reflexie nu au o formă plană, așa cum se consideră teoretic la stabilirea ecuației hodografului.

Dintre aceste procedee vom exemplifica numai următoarele:

— *Procedeul Riznicenko* sau *metoda hodografilor teoretici*, care constă din compararea hodografilor experimentali cu hodografi teoretici, calculați pentru diferite valori ale punctului imagine E' (deci a distanței z la limita de separație) și o anumită valoare a vitezei v_1, de obicei egală cu 2. Hodograful teoretic pentru care se obține cea mai bună suprapunere cu cel experimental furnizează valorile t_0 și z, cu ajutorul cărora se poate determina valoarea reală a vitezei.

— *Procedeul Bugailo* sau *metoda diferențelor constante*. Acest procedeu constă în următoarele. Să scriem relațiile deduse din ecuația hodografului undei reflectate și în acord cu notațiile din figura 168, pentru două puncte situate la distanțele x și $x+m$ de punctul de explozie:

$$v_1^2 t_1^2 = x^2 + 4z^2 + 4\,x\cdot z\cdot \sin\theta \tag{347}$$

și

$$v_1^2 t_2^2 = (x + m)^2 + 4z^2 + 4\cdot(x + m)\cdot z\cdot\sin\theta \tag{348}$$

scădem relația (347) din relația (348)

$$v_1^2\cdot(t_2^2 - t_1^2) = 2x\cdot m + m^2 + 4\,m\cdot z\cdot\sin\theta \tag{349}$$

și făcînd substituția $u = t_2^2 - t_1^2$, se obține

$$u = \frac{2m}{V_1^2}\cdot x + \frac{m\cdot(m + 4z\cdot\sin\theta)}{V_1^2}, \tag{350}$$

care reprezintă ecuația unei drepte într-un sistem de coordonate (x, u), a cărei pantă este $2m/v_1^2$.

Practic, se aleg după hodograful experimental mai multe perechi de astfel de puncte şi se construieşte graficul din figura 168 jos, care va avea aspectul unei drepte (în cazurile reale, deoarece punctele nu se vor situa riguros pe o dreaptă, se trasează dreapta medie). Din valoarea pantei acestei drepte

$$\frac{\Delta u}{\Delta x} = \frac{2m}{V_1^2} \tag{351}$$

se determină valoarea vitezei

$$v_1 = \sqrt{2m \cdot \frac{\Delta x}{\Delta u}}. \tag{352}$$

— *Procedeul Gurvici* sau *metoda hodografilor încrucişaţi*. Acest procedeu pleacă de la ecuaţiile a doi hodografi de reflexie încrucişaţi, care au punctele de explozie situate la distanţa l şi care sînt în acord cu notaţiile din figura 169

$$v_1^2 t_1^2 = x^2 + 4z_1^2 + 4x \cdot z_1 \cdot \sin\theta \tag{353}$$

şi

$$v_1^2 t_2^2 = (x + l)^2 + 4z_2^2 + 4 \cdot (x + l) \cdot z_2 \cdot \sin\theta. \tag{354}$$

Din figura 169 se constată că există relaţia $z_2 = z_1 - l \cdot \sin\theta$. Prin combinarea relaţiilor de mai sus se poate obţine

$$v_1^2 \cdot (t_2^2 - t_1^2) = 2l \cdot x \cdot (1 - 2 \cdot \sin^2\theta) + l^2 - 4 \cdot z_1 \cdot l \cdot \sin\theta \tag{355}$$

şi considerînd $u = t_2^2 - t_1^2$

$$u = \frac{2l \cdot \cos 2\theta}{V_1^2} \cdot x + \frac{l \cdot (l - 4 \cdot z_1 \cdot \sin\theta)}{V_1^2}, \tag{356}$$

care de asemenea reprezintă ecuaţia unei drepte cu panta $2l \cdot \cos 2\theta / v_1^2$ în sistemul de coordonate (x, u).

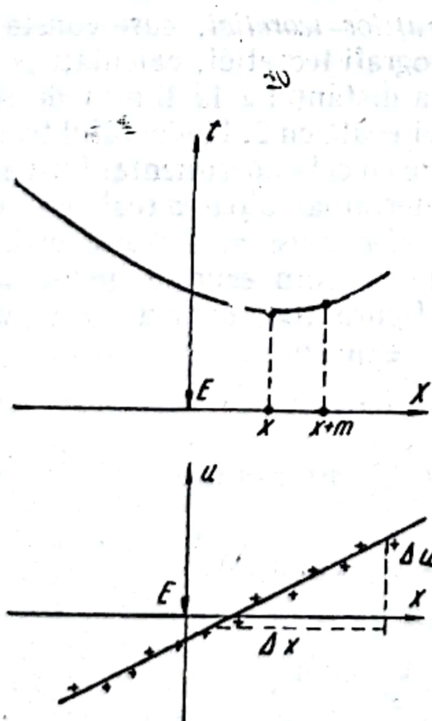


Fig. 168. Exemplificarea procedeului Bugailo.

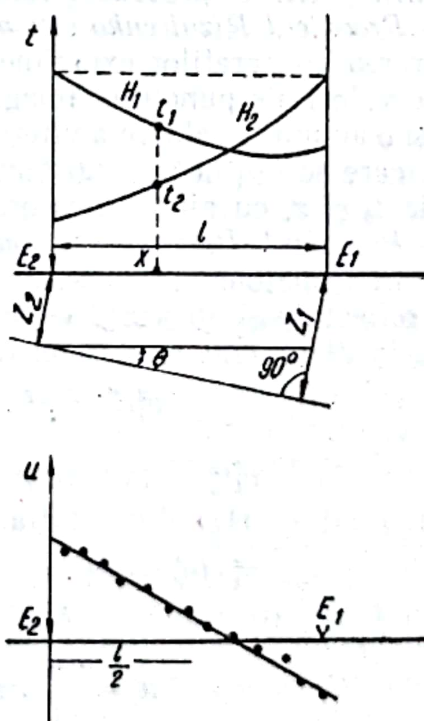


Fig. 169. Exemplificarea procedeului Gurvici.

Alegîndu-se după hodograful experimental mai multe perechi de astfel de puncte, se construieşte graficul din figura 169 jos, care va avea aspectul unei drepte. Din valoarea pantei acestei drepte

$$\frac{\Delta u}{\Delta x} = \frac{2l \cdot \cos 2\theta}{V_1^2} \qquad (357)$$

se obţine valoarea vitezei

$$v_1 = \sqrt{2l \cdot \cos 2\theta . \frac{\Delta x}{\Delta u}} . \qquad (358)$$

Nu este cazul de insistat prea mult asupra acestor procedee de determinare indirectă a vitezei de propagare a undelor elastice. Aşa cum s-a precizat din capul locului, ele sînt foarte utile, deoarece ne furnizează valori ale acestei mărimi în condiţii suficient de bune acolo unde nu sînt posibile determinări prin metode directe şi îndeosebi prin carotaj continuu de viteză.

1.4. **Construirea limitelor de reflexie.** Valorificarea datelor înregistrate în lucrările seismometrice pe baza undelor reflectate se concretizează în secţiuni seismice şi hărţi structurale de reflexie.

La baza construcţiei secţiunilor seismice stau hodografii undelor reflectate. Aceşti hodografi sînt construiţi pentru toate undele reflectate care au fost corelate şi la care valorile timpilor de reflexie au fost în prealabil corectate pentru efectele de relief şi de zonă de viteze mici, aşa cum s-a arătat mai înainte. Construirea lor se face pe un singur grafic, la scară, astfel încît în final se obţine o suită de hodografi încrucişaţi pentru întreg profilul studiat.

În majoritatea cazurilor, hodografii apar fragmentaţi, adică segmentele corespunzătoare diferitelor panouri nu se încheie într-o curbă unitară. Această fragmentare provine în multe cazuri din operaţia de corelare pe fază fie din cauză că de la o seismogramă la alta se alege o altă fază, deoarece este mai clară, fie din cauza existenţei unor unde perturbatoare care modifică forma impulsurilor undei reflectate şi produc defazări ale acesteia. În alte cazuri, fragmentarea poate proveni de la adîncimea diferită a găurilor de împuşcare, care poate introduce diferenţe la timpii de sosire ai undelor reflectate care ating 2—5 milisec.

Întregirea hodografilor se face prin operaţia de balansare. Aceasta constă din deplasarea printr-o mişcare de translaţie verticală a diferitelor segmente în raport cu unul din ele care rămîne fix, astfel încît hodograful să apară unitar, ca o curbă continuă.

Avînd hodografii balansaţi, se poate trece acum la construirea limitelor de reflexie şi deci a secţiunilor seismice. Dacă se folosesc valori ale vitezei undelor elastice determinate prin metode directe, atunci se pot calcula direct elementele structurale (adîncimi şi înclinări) ale suprafeţelor reflectatoare; în caz că se folosesc metode indirecte pentru determinarea valorilor vitezei, se calculează din hodografi în prealabil aceste valori, şi apoi se determină elementele structurale, sau se determină simultan atît valorile vitezei cît şi elementele structurale.

Au fost elaborate mai multe metode de construire a suprafeţelor reflectatoare. Cele mai mult folosite în practică sînt următoarele două, asupra cărora vom da cîteva detalii:

— *Metoda intersecţiilor* elaborată de G. A. Gamburţev, care se bazează pe ipoteza că limita de reflexie este o suprafaţă plană sau poate fi aproximată prin segmente plane şi se foloseşte în cazurile în care această ipoteză este corectă.

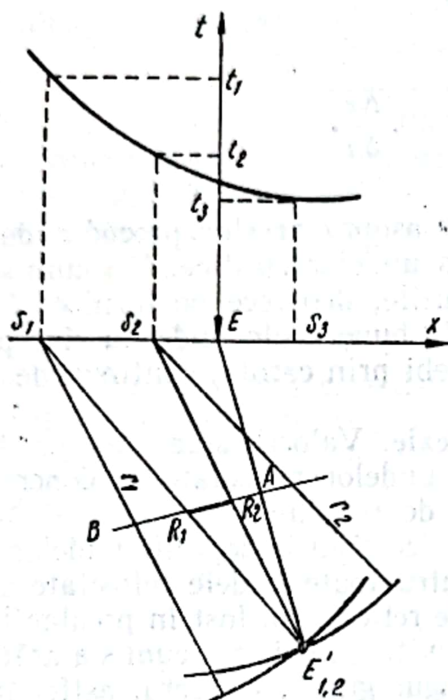


Fig. 170. Exemplificarea metodei intersecţiilor pentru construirea limitelor de reflexie.

Se procedează în modul următor. Se aleg pe profil două puncte s_1 şi s_2 la timpii t_1 şi t_2 determinaţi pe hodograf şi se construiesc două arce de cerc cu razele

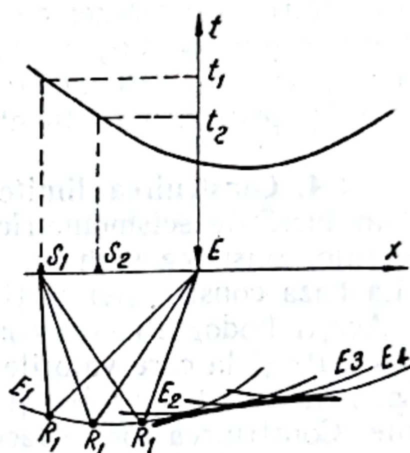


Fig. 171. Exemplificarea metodei elipselor pentru construirea limitelor de reflexie.

$r_1 = v_1 \cdot t_1$ şi $r_2 = v_1 \cdot t_2$, care se vor intersecta într-un punct $E'_{1,2}$ ce reprezintă imaginea punctului de explozie în raport cu porţiunea respectivă a limitei de reflexie. Se ridică apoi perpendiculara AB la mijlocul segmentului $EE'_{1,2}$ şi se duc razele $S_1E'_{1,2}$ şi $S_2E'_{1,2}$. Segmentul $\overline{R_1R_2}$ reprezintă tocmai o porţiune a limitei de reflexie. Se repetă de mai multe ori această operaţie, folosind perechi de puncte astfel încît să se determine limita de reflexie prin segmente plane pentru întreg hodograful. Este indicat ca punctele S_1, S_2, S_3 etc. să se aleagă la distanţe egale între ele.

— *Metoda elipselor*, elaborată de P. P. Lazarev, este folosită îndeosebi pentru limite de reflexie curbe.

Se alege un punct S_1 pe profil la un interval de timp t_1 determinat pe hodograf, faţă de momentul exploziei.

Lungimea razei de undă care pleacă din punctul de explozie E şi se reîntoarce la suprafaţă prin reflexie în punctul S_1 este

$$s_1 = v_1 \cdot t_1 = \overline{ER_1} + \overline{R_1S_1}, \tag{359}$$

R_1 fiind punctul de reflexie pe limita de reflexie.

Locul geometric al tuturor punctelor de reflexie posibile R_1 este o elipsă cu focarele în E şi S_1 şi a cărei axă mare este tocmai s_1. Construind elipsa E_1, punctul de reflexie R_1 se va găsi undeva pe ea. Se alege apoi un punct apropiat pe profil S_2, cu timpul de reflexie t_2, şi se construieşte în acelaşi mod elipsa E_2, cu focarele în E şi S_2 şi axa mare $s_2 = v_1 t_2$, pe care se va găsi punctul de reflexie R_2. Se procedează în acelaşi mod pentru un număr mai mare de puncte S_i pe profil şi se trasează apoi înfăşurătoarea tuturor arcelor de elipsă care reprezintă tocmai porţiunea din limita de reflexie corespunzătoare hodografului respectiv.

Construirea limitelor reflectatoare se mai poate face, ca şi în refracţie, şi prin procedeul cîmpurilor de timp; aplicarea acestui procedeu este însă destul de complicată şi nu este justificată decît în cazul unor limite de reflexie care au curburi mari şi formă complicată.

Construirea tuturor limitelor de reflexie pe baza hodografilor ne conduce la secţiunea seismică de reflexie în lungul profilului respectiv, care permite apoi interpretarea geologică a ei. Executarea mai multor profiluri de reflexie, care să se întretaie (cel mai indicat este ca astfel de profiluri să fie ortogonale între ele), permite construirea unor hărţi structurale, cu izobate trasate pentru diversele limite reflectatoare; astfel de hărţi structurale sînt foarte utile în procesul de interpretare geologică, deoarece dau o imagine concretă şi foarte aproape de realitate asupra formelor structurale studiate.

1.5. **Observaţii asupra corelaţiei continue a undelor reflectate.** Metoda corelaţiei continue a undelor reflectate funcţionează în bune condiţii în regiunile în care există un număr oarecare de limite de reflexie bune şi care se conservă lateral pe întinderi mari. Aceste condiţii sînt destul de bine satisfăcute şi în ţara noastră şi în alte ţări ale lumii, în foarte multe regiuni; aceasta justifică faptul că această metodă se aplică cu cel mai mare volum din totalul lucrărilor de prospecţiune seismometrică.

În unele cazuri, procesul de corelare a undelor reflectate este îngreuiat din cauza unor fenomene secundare care se manifestă în seismogramele de reflexie şi care alterează impulsurile deformîndu-le sau chiar făcîndu-le neevidente. Cele mai importante dintre acestea sînt următoarele:

1.5.1. Interferenţa undelor reflectate. Acest fenomen apare din cauză că unele secţiuni geologice pot conţine un număr foarte mare de suprafeţe de reflexie, care atrage după sine suprapunerea reflexiilor elementare (produse de fiecare limită în parte) şi cumularea lor într-un impuls interferat. Interferenţa poate avea loc între impulsuri cu axe de sinfază paralele între ele sau înclinate; ultima este mai gravă, deoarece ea conduce la convergenţa sau chiar intersectarea axelor de sinfază pe seismograme, fapt care complică mult corelarea undelor şi uneori o face chiar imposibilă, mai ales în zona din vecinătatea intersecţiei axelor de sinfază.

1.5.2. Suprapunerea undelor perturbatoare. Undele reflectate se înregistrează întotdeauna pe fondul unor alte unde — unde perturbatoare — ceea ce de asemenea îngreuiază procesul de corelare şi uneori îl face chiar imposibil.

Cercetările au arătat că undele perturbatoare pot fi de cinci tipuri principale, şi anume:

— *unde superficiale şi sonore*, cu viteză mică (200—1 000 m/s). Apariţia undelor superficiale este legată, în primul rînd, de limita de separaţie sol/aer, şi numai în al doilea rînd de unele limite mai adînci. Apariţia undei sonore este legată de efectuarea exploziilor, şi astfel de unde sînt mai puternice atunci cînd exploziile se execută în puţuri de explorare sau în bazine cu apă care au o adîncime mai mică;

— *unde directe şi refractate*. Undele directe sînt acelea care se propagă aproape rectiliniu de la sursă la geofon, fără a pătrunde la adîncimi mai mari şi au viteza rocii vii care urmează imediat sub zona de viteze mici. Undele refractate suferă de regulă acest fenomen la baza zonei de viteze mici. Ambele tipuri de unde nu deranjează decît impulsurile provenite de la unde reflectate care apar la valori mici de timp;

— *unde reflectate-refractate şi refractate-reflectate* produse de limite de separaţie situate la adîncimi relativ mici. Cum aceste unde au viteză comparabilă cu a undelor utile (reflectate) şi uneori chiar o formă comparabilă a impulsurilor, prezenţa lor îngreuiază mult procesul de corelare;

— *unde transversale*, care apar îndeosebi în regiunile în care există limite de separaţie foarte bune la partea superioară a secţiunii geologice. O caracteristică importantă a acestor unde este aceea că au o viteză comparabilă cu a undelor superficiale, şi anume 600—1 000 m/s;

— *unde multiplu reflectate*, care apar în regiunile în care există de asemenea cîteva limite de reflexie foarte bune în secţiunea geologică. În figura 172 sînt exemplificate cîteva posibilităţi de apariţie a undelor multiplu reflectate în astfel de cazuri.

În practică, atunci cînd condiţiile seismo-geologice sînt complicate, are loc o combinare a acestor unde perturbatoare, creînd un aşa-numit *fond de unde*, la care se suprapun undele utile; unda rezultantă înregistrată pe seismogramă în aceste condiţii poate avea oscilaţii foarte deformate şi ca amplitudine şi ca morfologie, deformări care pot merge pînă la a face impulsurile neobservabile pe seismograme.

În ceea ce priveşte undele multiplu reflectate sau *reflexii multiple* cum mai sînt denumite, acestea nu numai că se pot suprapune undelor reflectate normal împiedicînd identificarea şi urmărirea acestora, ci pot apărea şi separat, astfel încît să fie considerat drept reflexii normale la limite de separaţie adînci, ceea ce va conduce la construirea unor secţiuni seismice false pentru zona de adîncime a secţiunii geologice.

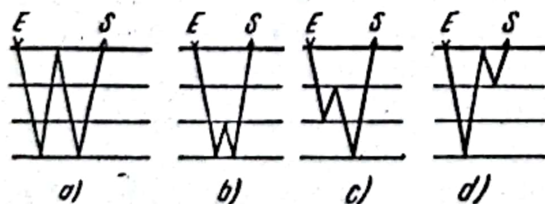


Fig. 172. Unde multiplu reflectate în cazul a trei limite de reflexie foarte bune în secţiunea geologică.

Din toate cele de mai sus apare clar că posibilitatea efectuării corelaţiei continue a undelor reflectate nu este asigurată în toate cazurile, chiar atunci cînd în secţiunea geologică există limite de reflexie bune şi continue. În astfel de cazuri, ca şi în cazurile în care secţiunea geologică prezintă limite de reflexie bune dar discontinue, corelaţia continuă nu mai este posibilă; problema

prospecţiunii seismometrice se rezolvă prin luarea în considerare a tuturor impulsurilor, necorabile de data aceasta de la un panou la altul şi construirea limitelor de reflexie fragmentare care le-au generat. În acest caz, secţiunile seismice de reflexie nu vor mai conţine limite de reflexie continue, ci limite discontinue, aşa-numite *elemente de reflexie*, care prin înclinarea şi poziţia lor în subsol vor da totuşi o imagine destul de bună asupra formelor structurale prezente în secţiunea geologică.

2. SEISMOSONDAJUL

Seismosondajul reprezintă o variantă a prospecţiunii seismometrice pe baza reflexiei undelor elastice care se foloseşte fie în completarea corelaţiei continue, fie mai ales în regiunile cu relief accidentat acolo unde nu se poate asigura executarea de profiluri de reflexie, a căror direcţie să fie menţinută pe distanţe mari. Caracteristic pentru acest procedeu este că seismosondajele se execută independent unele de altele, furnizînd informaţii asupra unor segmente singulare pe limitele de reflexie. În principal, cu ajutorul seismosondajului se determină direcţia liniei de cea mai mare pantă a suprafeţelor reflectatoare în anumite puncte şi înclinarea lor; din datele înregistrate se poate stabili şi adîncimea acestor suprafeţe în punctele respective.

Seismosondajul se poate aplica în două forme: central şi spaţial.

2.1. **Seismosondajul central.** La executarea seismosondajelor centrale se folosesc panouri cu punctul de explozie în centrul lor. Un seismosondaj de acest tip este reprezentat de două sau trei astfel de panouri care au punctul de explozie comun. Unghiul pe care îl fac panourile între ele poate fi de 90° (seismosondaj în cruce) sau de 60° (seismosondaj în stea).

Înclinarea limitei de reflexie pe direcţia unui panou se determină după principiul următor (v. fig. 173).

Timpul în care unda elastică va parcurge drumurile $OA'A$ şi $OB'B$ la geofonii extremi ai panoului va fi diferit, datorită înclinării limitei de reflexie cu unghiul α. Să notăm cu Δt diferenţa de timp de sosire la geofonii din A şi B a undei reflectate, diferenţă care se determină direct de pe seismogramă. Ducînd o paralelă la limita de reflexie prin punctul A şi asimilînd triunghiul $AB''B$ cu un triunghi dreptunghi (ipoteză care este valabilă în condiţiile în care are loc reflexia undelor elastice), se poate scrie relaţia

$$\overline{BB''} = \overline{AB} \cdot \sin \alpha \qquad (360)$$

sau

$$v_1 \cdot \Delta t = d \cdot \sin \alpha \qquad (361)$$

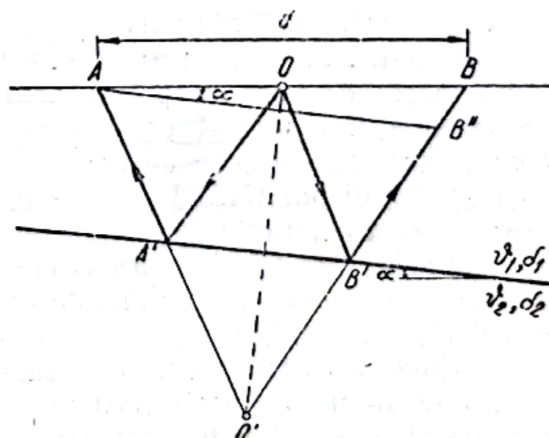


Fig. 173. Schiţă pentru exemplificarea principiului de determinare a înclinării limitei de reflexie în cazul seismosondajului.

din care derivă relaţia care ne dă valoarea unghiului de înclinare

$$\sin \alpha = \frac{v_1 \cdot \Delta t}{d}. \qquad (362)$$

Este de precizat că unghiul α determinat aşa cum s-a arătat mai sus, reprezintă înclinarea suprafeţei de reflexie pe direcţia panoului (în panoul vertical ce corespunde direcţiei panoului).

Direcţia liniei de cea mai mare pantă şi înclinare reală a suprafeţei de reflexie se obţine din combinarea datelor stabilite pentru fiecare panou al seismosondajului central, prin compunerea vectorială a înclinărilor raportate grafic la o scară convenabilă.

Trebuie precizat că diferenţele de timp Δt citite pe seismogramă trebuie corectate pentru efectul reliefului şi al zonei de viteze mici înainte de a fi folosite la calculul unghiului de înclinare α.

Rezultatele seismosondajului central servesc la construirea în mai bune condiţii a hărţilor structurale, precizînd înclinările stratificaţiei în spaţiul dintre profilurile de corelaţie continuă sau constituie baza construirii secţiunilor seismice sau a hărţilor structurale în regiunile de relief accidentat.

2.2. **Seismosondajul spaţial**. Un alt tip de seismosondaj este seismosondajul spaţial, creaţie a cercetătorilor sovietici Zavialov şi Stolearova.

Caracteristica esenţială a acestui tip de seismosondaj este aceea că punctul de explozie este exterior dispozitivului de înregistrare, de obicei situat la 2—3 km de centrul acestuia. Dispozitivul de înregistrare poate fi constituit din două sau trei panouri, situate în cruce, în stea sau în unghi drept. De asemenea, caracteristic este faptul că din acelaşi punct de explozie se poate înregistra pe mai multe dispozitive, după cum pe acelaşi dispozitiv se poate înregistra împuşcînd în mai multe puncte de explozie.

Seismosondajul spaţial furnizează de asemenea valori de adîncime şi înclinare a limitelor reflectatoare, ca şi în cazul seismosondajului central. Construirea lor se poate face aşa cum s-a arătat la seismosondajul central, sau folosind diagrame speciale, aşa cum va fi arătat mai departe la metoda RNP.

Seismosondajul spaţial se foloseşte la determinarea structurilor geologice complicate, cu înclinări mari şi care realizează suprafeţe reflectatoare cu curbură mare, precum şi în regiunile cu relief foarte accidentat. O problemă foarte delicată în prezentarea grafică sau cartografică a rezultatelor seismosondajului spaţial este aceea a amplasării elementelor reflectatoare, deoarece este foarte greu de cunoscut direcţia din care a venit unda elastică reflectată în dispozitivul în care a fost înregistrată. Pentru aceasta este indicat ca să se valorifice toate impulsurile care apar pe seismograme, chiar dacă ele conduc la direcţii şi înclinări contradictorii. Interpretarea tuturor acestor date, pe secţiuni sau pe planuri de situaţie cu vectorii înclinaţi, are un caracter calitativ şi se face pe bază statistică, urmărind tendinţele de orientare şi de valoare a înclinărilor. Din cauza aceasta, seismosondajul spaţial nu este în măsură să indice decît poziţia axelor anticlinale şi sinclinale, în cazuri mai rare chiar şi a faliilor, iar rezultatele trebuie privite cu oarecare rezervă în ceea ce priveşte valorile de adîncime sau alte detalii în legătură cu formele structurale studiate.

3. METODA RNP

După cum s-a arătat mai înainte, apariţia unor fenomene de interferenţă sau suprapunere a undelor îngreuiază sau chiar face imposibilă recunoaşterea şi valorificarea axelor de sinfază a undelor reflectate de anumite suprafeţe de reflexie din subsol prin procedeul corelaţiei continue. În condiţiile studierii prin prospecţiunea seismometrică a unor forme structurale mai complicate, care realizează suprafeţe de reflexie curbe şi cu înclinări mari, fenomenele de interferenţă a undelor reflectate devin foarte frecvente. Separarea în zonele de interferenţă a undelor primare provenite din reflexie pe astfel de suprafeţe, care sosesc la suprafaţă cu viteză aparentă diferită şi se manifestă prin impulsuri pe seismograme cu axe de sinfază care au înclinare diferită, este posibilă în multe cazuri prin procedeul RNP sau procedeul *recepţiei direcţionale reglabile*[1].

Principiul metodei recepţiei direcţionale reglabile asupra aparaturii căreia au fost date lămuririle esenţiale în capitolul XXII poate fi arătat în mod simplu printr-un exemplu teoretic.

În figura 174, partea de sus, este considerat cazul interferenţei a două unde care sosesc la suprafaţă cu viteză aparentă net diferită, impulsurile avînd axele de sinfază cu înclinări diferite.

În partea de jos a aceleiaşi figuri sînt prezentate benzile de sumare pentru fiecare din undele primare, precum şi pentru unda interferată. Trebuie constatată remarcabila putere de separare a celor două unde primare pe sumogramă, ceea ce nu este posibil pe seismograma normală pe care unda interferată poate fi foarte uşor confundată cu o undă primară de anumite caracteristici, sosită la suprafaţă prin reflexie normală.

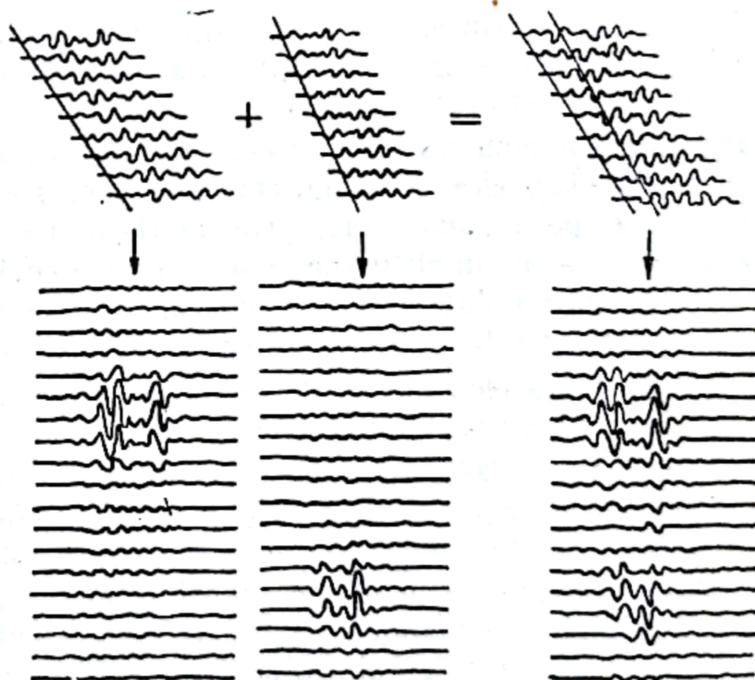


Fig. 174. Separarea pe sumogramă a două unde primare interferate.

[1] R i a b i n k i n L.A., *Reguliruemîi napravlennîi priem* (RNP) *seismiceskih voln i osnovî ego razreşainşcei sposobnosti*, Voprosî reguliruemogo napravlennogo priema (RNP) seismiceskih voln, Gostoptehizdat, Moskva, 1957.

Această posibilitate de separare a undelor primare pe sumograme, aşa cum apare din cazul teoretic prezentat mai sus, este perfect confirmată în multe cazuri practice.

Aşa cum a reieşit deja la prezentarea aparaturii, seismogramele înregistrate prin procedeul lăţimii variabile cu oscilograful de înregistrare transversală sînt prelucrate în sumatorul fotoelectric care furnizează sumograma.

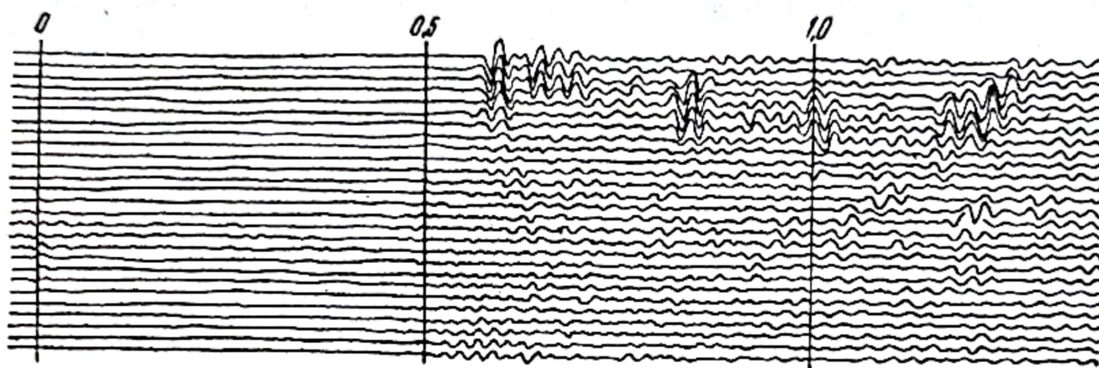


Fig. 175. Porţiune dintr-o sumogramă înregistrată într-un caz real.

În cele ce urmează vom prezenta modul cum sînt valorificate sumogramele pentru a se ajunge la secţiunea seismică de reflexie.

În figura 175 este reprodusă, după Riabinkin şi Napalkov[1], o porţiune dintr-o sumogramă realizată într-un caz real în Başkiria U.R.S.S. Se poate constata pe sumogramă modul cum apar separate undele primare care au fost interferate pe seismogramă, prin oscilaţii pe cîteva canale de sumare, care prezintă o amplitudine maximă la canalul de centru al grupului în care apar; absolut în acelaşi mod apare pe sumogramă şi impulsul de pe filmul oscilografului, corespunzător momentului exploziei.

Construirea elementelor de reflexie se face nemijlocit după timpii t_i de sosire la suprafaţă a undelor primare reflectate şi după creşterile de timp Δt_i, folosind nişte diagrame speciale cu izocrone şi raze de undă.

Pentru determinarea celor două mărimi care interesează, se procedează în modul următor. Se notează mai întîi canalul de sumare pe care apare amplitudinea maximă a oscilaţiei undei primare, fixîndu-se printr-un punct pe linia canalului de sumare locul maximului oscilaţiei; în cazul în care unda primară se manifestă pe banda de sumare prin două oscilaţii maxime cu amplitudine egală, se fixează printr-un punct situat la jumătatea distanţei dintre cele două canale.

[1] Riabinkin L.A., Napalkov Iu. V., *O metodike interpretaţii dannîh metoda RNP*, Voprosî reguliruemogo napravlennogo priema (RNP) seismiceskih voln, Gostoptehizdat, Moskva, 1957.

Timpii de sosire t_i, se măsoară pe axa orizontală a sumogramei, de la axa de sinfază O (a momentului exploziei), pînă la axa de sinfază a reflexiei primare luată în considerație. La evaluarea timpilor de sosire se folosesc marcajele verticale de timp de pe sumogramă.

Creşterile de timp Δt_i se măsoară pe axa verticală de la linia orizontală care trece prin punctul marcat la oscilația maximă pe axa de sinfază O şi pînă la punctul marcat la oscilația maximă a fiecărei reflexii primare care apare pe sumogramă. Evaluarea creşterilor de timp se face pe baza intervalului de timp (decalaj de timp) de 0,006 s dintre canalele de sumare.

O dată determinate valorile t şi Δt pentru fiecare sosire a undelor elastice pe sumogramă, se construieşte poziția elementului reflectator folosind, aşa cum s-a precizat deja, o diagramă specială. O astfel de diagramă conține un sistem aproape concentric de curbe izocrone, ale timpilor t, de obicei la interval de 0,1 s., care reprezintă în fapt poziția fronturilor de undă. Un al doilea sistem de curbe radiale, calculate pentru o anumită lege de variație a vitezei cu adîncimea admisă ca valabilă în regiunea respectivă, reprezintă razele de undă curbe care cad pe limite de reflexie cu diferite înclinări şi deci caracterizate prin valorile Δt respective. De obicei, razele de undă sînt trasate la interval de 0,04 s ca valoare Δt. Folosind valorile t şi Δt, se caută pe diagramă punctul corespunzător în ansamblul celor două sisteme de curbe şi se trasează prin el o tangentă la frontul de undă, care reprezintă tocmai limita de reflexie respectivă.

Dispozitivul de geofoni sau panoul RNP este bine să nu depăşească 200 m lungime (aceasta corespunde de fapt la 9 geofoni situați la distanța de 25 m, deoarece oscilograful cu înregistrare transversală are numai 9 canale), pentru că la un astfel de dispozitiv se poate considera cu suficientă precizie că îi corespunde o porțiune de hodograf al undei reflectate care este practic liniară. După poziția acestui dispozitiv față de punctul de explozie va trebui folosită o diagramă specială, calculată pentru situația respectivă. Limita reflectatoare determinată se raportează la geofonul central al dispozitivului folosit.

Metoda RNP dă bune rezultate în cartarea structurilor geologice complicate şi este folosită începînd din 1962 şi în țara noastră. După cum a apărut din cercetările efectuate cu ea, această metodă permite şi rezolvarea unor alte probleme, pe care metoda corelației continue nu este în măsură să o facă, cum ar fi, de exemplu, punerea în evidență a limitelor de separație care nu au caracter de *oglindă*, prezentînd asperități datorită cărora au loc intense interferențe a undelor reflectate de diferitele porțiuni ale ei; separarea acestor unde cu ajutorul metodei RNP permite punerea în evidență şi a acestor limite de separație.

Metodele seismometrice bazate pe reflexia undelor elastice nu se reduc numai la cele prezentate mai sus. În practica modernă au apărut procedee noi de grupare a geofonilor sau a exploziilor, care de asemenea rezolvă unele pro-

bleme de înregistrare direcțională a undelor elastice reflectate. Considerînd că depășesc cadrul acestui curs, noi nu am prezentat decît pe cele mai mult folosite, și îndeosebi în țara noastră, legate în special de natura geologică diferită a problemelor care se pun în mod curent prospecțiunii seismometrice pe baza undelor reflectate.

CAPITOLUL XXV

METODE DE PROSPECȚIUNE ȘI CAROTAJ ELECTRIC BAZATE PE FENOMENE NATURALE

Din această categorie fac parte următoarele metode de prospecțiune electrometrică: metoda potențialului natural, metoda curenților telurici și metoda magneto-telurică; de asemenea, metoda carotajului de potențial natural.

Natura fenomenelor fizice sau chimice care provoacă apariția fenomenelor electrice naturale a fost expusă în capitolul X.

1. PROSPECȚIUNEA PRIN METODA POTENȚIALULUI NATURAL (PN)

Această metodă de prospecțiune electrometrică se bazează pe existența unor potențiale electrice naturale care apar în natură în anumite condiții de zăcămînt ale mineralelor sau rocilor. În general, astfel de potențiale electrice apar fie la contactul dintre două pachete de roci de rezistivitate specifică diferită, fie în cazul în care în subsol se găsesc zăcăminte metalifere sau corpi constituiți din roci care, în mod particular, au o conductibilitate electrică mare, cum ar fi de pildă, șisturile grafitoase.

1.1. **Aparatura.** Aparatura pentru prospecțiunea electrometrică prin metoda potențialului natural se compune dintr-un aparat care măsoară diferențe de potențial sau intensități ale curentului electric numit „potențiometru", din electrozi sau prize nepolarizabile și din cabluri electrice care fac legătura între prize și aparatul de măsură.

1.1.1. P o t e n ţ i o m e t r u l. Diferenţele de potenţial care trebuie determinate cu o precizie cît mai mare în prospecţiunea electrometrică sînt în general mai mici de 1 V. Din acest motiv, pentru asigurarea preciziei necesare de 10^{-4} V pentru diferenţa de potenţial şi 10^{-2} amperi pentru intensitatea curentului, se foloseşte metoda potenţiometrică de măsurare.

Metoda potenţiometrică este o metodă *de compensare* sau *de zero* şi constă, în principiu, din compararea diferenţei de potenţial ΔV_{MN} care trebuie măsurată, cu o valoare cunoscută ΔV_{PQ} cu care este adusă la egalitate. Potenţiometrele prezintă un mare avantaj faţă de voltmetre, aparate cu care de asemenea se pot măsura diferenţe de potenţial. După cum se ştie, voltmetrul este un aparat care consumă curent. De aceea, în momentul în care vom măsura diferenţa de potenţial cu un voltmetru între două prize de pămînt M şi N se va produce o modificare a distribuţiei de curent existente în vecinătatea acestor prize, fapt care va face ca diferenţa de potenţial ΔV_{MN} măsurată să fie afectată de o eroare care poate fi destul de mare. Acest lucru nu se întîmplă, dacă se foloseşte un potenţiometru, şi pentru acest motiv se preferă în prospecţiunea electrometrică metoda potenţiometrică pentru determinarea diferenţelor de potenţial.

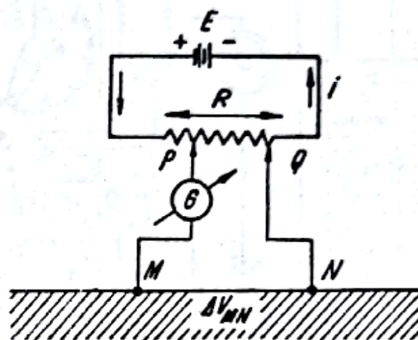


Fig. 176. Schema de principiu a dispozitivului potenţiometric.

Schema de principiu a unui dispozitiv potenţiometric este prezentată în figura 176. Acesta este compus din două circuite, şi anume: *circuitul de alimentare* care conţine sursa de curent E (de obicei o baterie uscată de 1,5 V) şi rezistenţa R şi *circuitul de compensare* care conţine prizele M şi N, între care trebuie măsurată diferenţa de potenţial, contactele alunecătoare P şi Q pe rezistenţa R şi galvanometrul G. În circuitul de alimentare circulă un curent de intensitate i, care creează la capetele porţiunii PQ a rezistenţei R o diferenţă de potenţial ΔV_{PQ}. Cu ajutorul contactelor alunecătoare este variată valoarea rezistenţei R_{PQ}, pînă cînd diferenţa de potenţial ΔV_{PQ} devine egală şi de sens contrar cu diferenţa de potenţial ΔV_{MN} care trebuie măsurată. Momentul în care se produce egalizarea celor două diferenţe de potenţial este pus în evidenţă de acul galvanometrului G, care se aşază pe diviziunea zero a scării acestuia.

În momentul compensării vom avea deci

$$\Delta V_{MN} = \Delta V_{PQ} \tag{363}$$

şi cum $\Delta V_{PQ} = i \cdot R_{PQ}$, în care $i = \dfrac{E}{R}$, putem scrie

$$\Delta V_{MN} = i \cdot R_{PQ}. \tag{364}$$

Relaţia (364) ne arată că diferenţa de potenţial ΔV_{MN} se poate obţine în mod simplu, prin înmulţirea valorii rezistenţei R_{PQ}, cu care s-a realizat compensarea, cu valoarea intensităţii i a curentului din circuitul de alimentare.

În momentul de față, la noi în țară se folosesc potențiometre de construcție sovietică tip EP-1. În figura 177 este reprodusă schema legăturilor interioare a potențiometrului EP-1 [1]. Potențiometrul se compune din patru părți principale, şi anume: potențiometrul propriu-zis *I*, compensatorul de polarizație *II*, comutatorul *III* şi compensatorul de inducție *IV*.

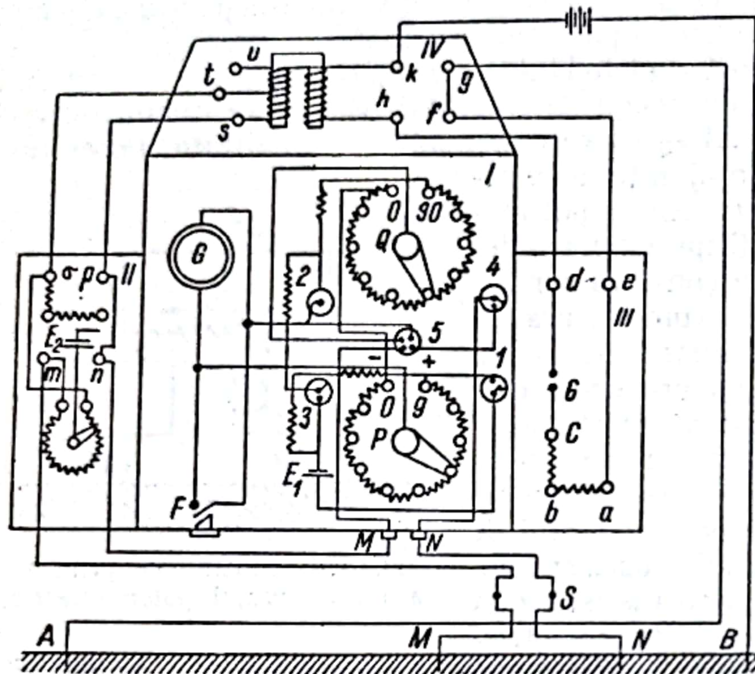


Fig. 177. Schema legăturilor interioare a potențiometrului EP-1.

Potențiometrul propriu-zis *I* conține o sursă de curent E_1, care alimentează cu curent electric circuitul potențiometric, compus din rezistențe legate în serie şi în paralel, şi a cărui închidere se realizează cu ajutorul cheii de contact *l*. O parte din rezistența *R* a circuitului potențiometric, pe care se deplasează contactele alunecătoare *P* şi *Q* reprezintă 99 Ω şi constă din 9 bobine a cîte 10 Ω fiecare (*Q*) şi din 9 bobine a cîte 1 Ω fiecare (*P*), legate în serie. Cealaltă parte a rezistenței *R* este reprezentată de patru rezistențe fixe, care împreună cu cheile de contact *2* şi *3* permit realizarea mai multor combinații de rezistență în circuitul potențiometric, şi prin aceasta modificarea intensității *i* a curentului electric care este trimis în rezistența de 99 Ω. Atît repartizarea rezistențelor fixe cît şi valorile lor sînt astfel alese, încît pentru o tensiune de 1,5 V a sursei de curent E_1, să treacă un curent electric prin rezistența de 99 Ω de 0,05; 0,2; 1 sau 5 mA, în funcție de poziția cheilor de contact *2* şi *3*. Prin deplasarea contactelor *P* şi *Q* se poate intercala în circuitul potențiometric orice valoare de rezistență cuprinsă între 0 şi 99 Ω, care va reprezenta rezistența R_{PQ}. Valoarea acestei rezistențe este citită direct pe tamburii *P* şi *Q*. Intensitatea curentului electric care circulă prin circuitul potențiometric se citeşte de asemenea direct pe cheile de contact *2* şi *3*. Avînd în vedere că intensitatea maximă a curentului electric folosit este de 5 mA şi rezistența maximă care poate fi introdusă în circuitul potențiometric este de 99 Ω, este clar că diferența de potențial maximă ΔV_{PQ} ce va putea fi realizată va fi de 495 mV.

[1] Schema din figura 177 reprezintă montajul potențiometrului EP-1 la metoda determinării rezistivității aparente şi nu la metoda potențialului natural. Aceasta nu împietează însă descrierea potențiometrului în sine şi va fi folosită şi mai tîrziu, cînd se va trata metoda rezistivității aparente.

Potenţiometrul propriu-zis mai conţine circuitul galvanometrului *G*, cu contactul *F*, care serveşte la introducerea sau scoaterea galvanometrului din circuit.

Diferenţa de potenţial ΔV_{MN} care trebuie măsurată este aplicată la clemele *M* şi *N*, montate la partea laterală a aparatului. Cheia de contact *4* serveşte la închiderea sau deschiderea circuitului care conţine prizele de pămînt *M* şi *N*.

După cum s-a arătat mai sus, pentru efectuarea compensării trebuie realizată o diferenţă de potenţial ΔV_{PQ}, care să fie egală şi de sens contrar cu diferenţa de potenţial ΔV_{MN} care trebuie măsurată. S-a văzut că valoarea rezistenţei R_{PQ} şi a intensităţii *i* a curentului se reglează la valoarea necesară compensării prin modificarea rezistenţelor P şi Q, respectiv a poziţiei cheilor de contact *2* şi *3*. Pentru stabilirea sensului curentului în vederea realizării sensului contrar al diferenţei de potenţial ΔV_{PQ}, faţă de ΔV_{MN}, serveşte întrerupătorul *5*, care are două poziţii marcate pe aparat, cu semnele + şi —. Galvanometrul, care prin imobilitatea acului pe diviziunea zero a scării lui indică momentul compensării, trebuie să aibă o sensibilitate mare. Pentru aceasta pot fi folosite galvanometre cu sensibilitate de 1,8—4,7 $\times$ 10^{-7} /div. de scară şi 0,05—0,10 mV/div. de scară.

Compensatorul de polarizaţie *II* reprezintă de fapt un potenţiometru simplificat, care este introdus în circuitul de măsurare. Funcţiunea lui este de a introduce în circuitul *MN* o diferenţă de potenţial egală şi de sens contrar cu diferenţa de potenţial suplimentară creată prin polarizarea prizelor *M* şi *N*, datorită curenţilor electrici naturali care circulă prin pămînt, precum şi datorită contactelor metalului electrozilor cu solul înconjurător în care sînt introduşi. Folosirea acesteia are loc numai în metodele de curent continuu.

Comutatorul *III* mai poartă numele şi de intercalator şi este folosit numai la metodele de prospecţiune electrometrică, care se bazează pe fenomene electrice artificiale (metode de curent continuu). Funcţiunea lui este de a introduce sau a scoate curentul electric care circulă prin linia de emisiune *AB* cu ajutorul cheii de contact *6* şi măsurarea cu ajutorul unor rezistenţe a intensităţiii acestui curent. În circuitul cheii *6* se găsesc două rezistenţe de 0,1, respectiv 0,01 Ω, la capetele cărora apare o diferenţă de potenţial care este determinată tot cu ajutorul potenţiometrului şi din care se deduce valoarea intensităţii curentului care circulă prin linia de emisiune.

Compensatorul de inducţie *IV* este folosit de asemenea numai în cazul în care se folosesc metode cu curent continuu, cu linii de emisiune care depăşesc 3—4 km lungime. Funcţiunea lui este de a îndepărta forţele electromotoare care apar în circuitul de măsurare *MN* prin inducţie, atunci cînd se conectează sau se deconectează circuitul de alimentare al liniei de emisiune *AB*. În principiu, compensatorul de inducţie se compune din două bobine cu miez de fier moale, din care una este intercalată în circuitul de alimentare *AB*, iar cealaltă în circuitul de măsurare *MN*. Cînd se conectează sau deconectează circuitul *AB*, în circuitul *MN* apar doi curenţi de inducţie, şi anume: unul creat între cablurile întinse pe pămînt ale liniilor *AB* şi *MN* prin inducţie mutuală şi al doilea datorită forţei electromotoare între cele două bobine. Prin variaţia intensităţii şi a sensului curentului indus în bobine (prin comutarea capetelor bobinei din circuitul *MN*, modificarea numărului de spire

a bobinei care sînt introduse în circuit, deplasarea sîmburelui de fier al bobinei) se poate obţine compensarea curenţilor din cele două bobine, astfel încît influenţa curenţilor de inducţie la măsurarea diferenţei de potenţial ΔV_{MN} să fie minimă.

1.1.2. C a b l u r i l e e l e c t r i c e. Cablurile folosite în prospecţiunea electrometrică trebuie să aibă o rezistenţă electrică mică (10—30 Ω /1 000 m), să aibă elasticitate şi rezistenţă mecanică mare şi să fie bine izolate pentru a avea rezistenţă la variaţiile de temperatură şi la influenţele precipitaţiilor atmosferice. Elasticitatea şi rezistenţa mecanică este necesară, deoarece cablurile electrice se conservă înfăşurate pe bobine sau tamburi speciali, iar la desfăşurare pentru pregătirea măsurătorilor sînt adesea tîrîte pe pămînt. Pentru aceasta, firul conductor al cablului este confecţionat din cupru cu miez de oţel.

Conectarea cablurilor electrice între ele sau la potenţiometru se face cu ajutorul unor furci speciale, confecţionate din cauciuc sau alt material izolant presat, în care sînt prinse două borne cu filet care se înşurubează una în alta, borne simple sau papuci.

1.1.3. E l e c t r o z i i s a u p r i z e l e d e p ă m î n t. Electrozii sau prizele de pămînt, folosiţi în general în prospecţiunea electrometrică, pot fi de două feluri, şi anume:

Electrozi simpli, de forma unor ţăruşi de fier sau de cupru, în lungime de 0,50—0,75 m şi în diametru de 2,0—2,5 cm, confecţionaţi din ţeavă şi ascuţiţi la unul din capete, pentru a putea pătrunde în pămînt cînd sînt bătuţi cu un ciocan de lemn la celălalt capăt. Pentru a li se mări rezistenţa mecanică, uneori se introduce în interiorul ţevii un lemn rezistent. La partea superioară, ţeava este îngroşată pentru a se deforma cît mai puţin atunci cînd este bătută în pămînt şi are un colier cu o clemă pentru conectarea cablului.

Un astfel de electrod introdus în pămînt se polarizează, dînd naştere unor diferenţe de potenţial locale, pe de o parte, datorită contactului metal-sol şi, pe de altă parte, datorită fenomenului de electroliză, care sînt mari în valoare, atingînd uneori cîteva sute de milivolţi, nu sînt constante în timp şi variază de la un punct la altul pe suprafaţa de prospectat.

Din acest motiv, pentru măsurarea diferenţei de potenţial între două puncte de pe suprafaţa pămîntului nu se folosesc electrozi simpli, ci *electrozi* sau *prize nepolarizabile*.

La prizele nepolarizabile, contactul dintre metalul electrodului şi sol se face prin intermediul unei soluţii, astfel încît avem, pe de o parte, un contact metal — soluţie şi, pe de altă parte, un contact soluţie — sol, care dezvoltă diferenţe de potenţial locale de maximum 1 — 2 mV, ceea ce nu introduce erori prea mari în determinarea diferenţei de potenţial ΔV_{MN} care trebuie măsurată.

Există mai multe tipuri de prize nepolarizabile. În ţara noastră se folosesc prize tip Semenov, care au dat rezultate foarte bune. Acestea sînt construite dintr-un vas poros şi dintr-un dop prevăzut cu electrod de cupru. Partea superioară a vasului este izolantă (cu ajutorul unui smalţ), în timp ce partea interioară este poroasă, pentru a permite filtrarea lichidului către exterior. Dopul este făcut din ceramică, masă plastică sau ebonită şi se poate înşuruba în vasul poros. În interiorul vasului este prevăzut un canal în care

se află introdusă o bară confecționată din cupru electrolitic pur și care este în legătură prin extremitatea ei superioară, cu o bornă de cupru care primește banana cablului de legătură. Spațiul liber dintre dop și vasul poros este umplut cu o soluție saturată de SO_4Cu, avînd un exces de cristale.

La trecerea curentului electric din pămînt prin priza nepolarizabilă către potențiometru are loc un fenomen de electroliză a soluției saturate de SO_4Cu, însă aceasta se reface automat, datorită cristalelor de SO_4Cu în exces care se găsește în interiorul țevii de cupru.

În prospecțiunea electrometrică prin metoda potențialului natural, ca și la circuitul de măsurare metodele de curent continuu se folosesc în exclusivitate prize nepolarizabile; și electrozii simpli se folosesc în metodele de prospecțiune electrometrică, însă numai pentru introducerea curentului electric în pămînt la metodele bazate pe fenomene electrice artificiale.

1.2. Metodica și tehnica prospecțiunii electrometrice prin metoda potențialului natural. Regiunea de prospectat aleasă pe baza documentației geologice și geofizice și în care este suspectată prezența unor elemente geologice, care în condițiile locale să creeze potențiale electrice naturale, este în prealabil pichetată într-o rețea pătratică cu latura de 10—50 m. Mărimea laturii rețelei este aleasă în funcție de dimensiunile elementelor geologice care trebuie prospectate.

Măsurătorile de diferență de potențial se execută între două noduri învecinate ale rețelei pichetate, materializate în teren prin țăruși și întotdeauna pe profiluri și circuite închise. Determinarea diferenței de potențial între două puncte vecine comportă două măsurători independente care se execută în modul următor:

Se execută o primă măsurătoare a diferenței de potențial ΔV_1 între electrozii nepolarizabili care ne furnizează valoarea

$$\Delta V_1 = \Delta V_{MN} + e, \tag{365}$$

care reprezintă suma dintre diferența de potențial natural ΔV_{MN} pe care o căutăm și diferența de potențial local e a electrozilor nepolarizabili. Se execută apoi o a doua măsurătoare, după ce în prealabil prizele nepolarizabile au fost mutate în alte poziții (sau prizele nepolarizabile sînt inversate). În acest caz, diferența de potențial ΔV_{MN} va rămîne evident aceeași, însă forțele electromotoare proprii celor două prize nepolarizabile își vor schimba sensul. Vom obține o altă diferență de potențial măsurat ΔV_2, care va reprezenta

$$\Delta V_2 = \Delta V_{MN} - e, \tag{366}$$

iar valoarea căutată a diferenței de potențial ΔV_{MN} va fi evident

$$\Delta V_{MN} = \frac{\Delta V_1 + \Delta V_2}{2}. \tag{367}$$

Măsurătorile se execută în modul arătat mai sus din aproape în aproape, pe profiluri, astfel ca la sfîrșitul zilei de lucru (sau a cîtorva ore, dacă lungimea profilurilor este mai mică) să se revină pentru închidere pe primul profil la stația cu care s-au început măsurătorile respective. Se continuă în acest mod pînă cînd se determină diferențele de potențial între toate nodurile rețelei din regiunea de prospectat.

Un procedeu mai practic de lucru, care de altfel este efectiv utilizat în ţara noastră este acela de a păstra pe loc electrodul N, în staţia de bază a profilului şi de a deplasa succesiv electrodul M de-a lungul profilului în diferitele staţii ale acestuia.

Rezultatele prospecţiunii electrometrice prin metoda potenţialului natural se prezintă sub formă de hărţi sau profiluri de variaţie a acestei mărimi. Pentru construirea hărţilor se face un plan de situaţie la o scară convenabilă, cu amplasamentul punctelor în care au fost aşezate prizele de măsurare şi detaliile topografice mai importante. În dreptul fiecărui punct se înscrie valoarea potenţialului natural. Valoarea arbitrară a potenţialului punctului de plecare a însumării, care reprezintă baza relativă a valorilor potenţialului natural în regiunea prospectată, se alege de obicei într-o zonă în care nu există perturbaţii (potenţialul natural este zero).

Pe baza valorilor potenţialului natural se trasează prin interpolare curbe de egală valoare a acestuia, în mod obişnuit la echidistanţa de 5 sau 10 mV. În mod analog se construiesc profilurile de variaţie a potenţialului natural.

Cum potenţialele electrice naturale sînt în general negative, din punctul de vedere al interpretării geologice pe hărţile sau profilurile de variaţie a potenţialului natural, vor fi interesante numai anomaliile de minim ale acestuia.

Este de precizat că metoda potenţialului natural este una din metodele de prospecţiune electrometrică aplicată pe scară largă atît în străinătate cît şi la noi în ţară, îndeosebi pentru descoperirea zăcămintelor de sulfuri metalice, pentru care funcţionează cu un succes remarcabil.

2. PROSPECŢIUNEA PRIN METODA CURENŢILOR TELURICI (CT)

Metoda curenţilor telurici este o metodă de prospecţiune electrometrică de dată relativ recentă. Iniţierea ei aparţine şcolii franceze de electrometrie, cu puţin înaintea celui de-al doilea război mondial şi s-a dezvoltat rapid, avînd aplicaţii în multe domenii ale cercetării geologice.

Aplicarea metodei curenţilor telurici se bazează pe două principii cu privire la modul de comportare a acestora şi pe care experienţa le-a confirmat în mod satisfăcător. Acestea sînt:

a) Cîmpul teluric[1] în două puncte situate pe suprafaţa solului la un moment dat este dirijat după direcţii omologe, ceea ce înseamnă că ori de cîte ori cîmpul E_B dintr-un punct oarecare B este dirijat după o direcţie D, cîmpul E_S dintr-un alt punct S va fi dirijat după aceeaşi direcţie Δ, diferită de D, cu un unghi oarecare.

---

[1] *Cîmpul teluric* este gradientul potenţialului teluric după o anumită direcţie. Dacă potenţialul teluric la un moment dat este V, cîmpul teluric E în acest moment după direcţia l va fi evident $E = -\frac{dV}{dl}$.

b) Intensitățile cîmpului teluric dirijat după direcții omologe se găsesc într-un raport constant, care se poate exprima analitic prin relația

$$\frac{E_S}{E_B} = \frac{E'_S}{E'_B} = \frac{E_S - E'_S}{E_B - E'_B} = K. \tag{368}$$

Într-un punct oarecare, cîmpul teluric E variază permanent în timp atît ca direcție cît și ca intensitate. Cîmpul teluric E este un cîmp care se rotește continuu într-un punct oarecare dat. Conform principiilor de mai sus, cîmpul teluric E_S dintr-o stație oarecare S va fi față de cîmpul E_B dintr-o altă stație B în orice moment dirijat după direcții omologe și va avea intensitatea proporțională cu a acestuia.

Să considerăm două direcții perpendiculare B_x și B_y în stația B și alte două direcții perpendiculare S_x și S_y, omologe cu primele, în stația S. Dacă la un moment dat în stația B avem un cîmp teluric dirijat după direcția B_x (avînd componentele x, 0), atunci în stația S vom avea un cîmp E_1 de direcție omologă cu B_x și de intensitate proporțională cu x. Putem scrie deci că acest cîmp E_1 va avea componentele X_1 și Y_1 după cele două direcții

$$\begin{cases} X_1 = K_1 \cdot x \cdot \cos \alpha_1 = a \cdot x \\ Y_1 = K_1 \cdot x \cdot \sin \alpha_1 = c \cdot x, \end{cases} \tag{369}$$

dacă notăm cu K_1 constanta de proporționalitate a intensităților și cu $\alpha_1 = \widehat{E_1 S_x}$ unghiul dintre direcțiile omologe. Să considerăm acum că în aceeași stație B avem un cîmp teluric dirijat după direcția B_y (avînd componentele 0, y). Componentele cîmpului E_2 din stația S vor avea evident o formă asemănătoare, și anume:

$$\begin{cases} X_2 = b \cdot y \\ Y_2 = d \cdot y. \end{cases} \tag{370}$$

Considerînd simultane situațiile de mai sus, ceea ce este perfect posibil, vom avea în stația B un cîmp teluric E_B de componente x, y și în stația S un cîmp teluric E_S de componente:

$$\begin{cases} X + X_1 + X_2 = a \cdot x + b \cdot y \\ Y = Y_1 + Y_2 = c \cdot x + d \cdot y. \end{cases} \tag{371}$$

Raționamentul și relațiile de mai sus ne conduc la o concluzie foarte importantă. Să împărțim valorile cîmpului teluric E_B și E_S prin E_B. Vom obține de asemenea două cîmpuri omologe, și anume:

$$\frac{E_B}{E_B} = 1; \quad \frac{E_S}{E_B} \tag{372}$$

de direcții identice cu E_B, respectiv E_S.

Locul geometric al capătului vectorului cîmp de mărime $\frac{E_B}{E_B}$ va fi un cerc cu raza egală cu 1, a cărui ecuație este

$$x^2 + y^2 = 1. \tag{373}$$

Locul geometric al capătului vectorului cîmp de mărime $\frac{E_S}{E_B}$ se determină eliminînd pe x şi y între relaţia (371), ceea ce conduce la

$$(c^2 + d^2) \cdot X^2 + (a^2 + b^2) \cdot Y^2 - 2\,(a \cdot c + b \cdot d) \cdot X \cdot Y = (a \cdot d - b \cdot c)^2. \quad (374)$$

Relaţia (374) reprezintă ecuaţia unei elipse. Concluzia importantă este că vectorul E_s, reprezentînd cîmpul teluric în staţia S în raport cu vectorul E_B din staţia B, mătură în timpul unei rotaţii complete aria unei elipse, în timp ce vectorul E_B în raport cu el însuşi mătură aria unui cerc. Acest fapt are o importantă aplicaţie în stabilirea şi prezentarea rezultatelor prospecţiunii prin metoda curenţilor telurici.

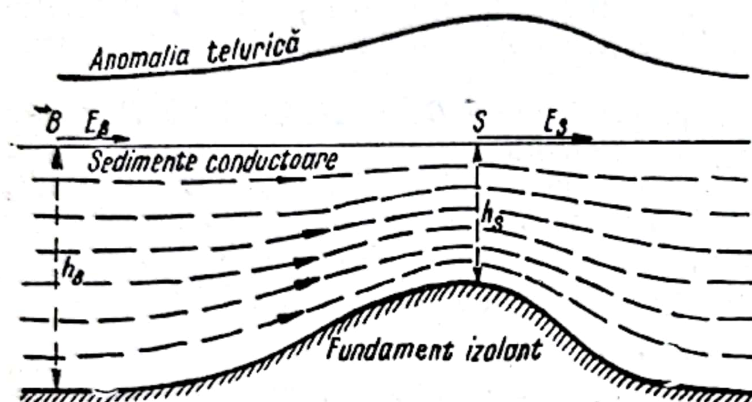


Fig. 178. Distribuţia curentului teluric într-o secţiune de sedimente conductoare.

Pentru înţelegerea fundamentării teoretice a metodei curenţilor telurici mai trebuie precizate următoarele: se face ipoteza de bază că rocile de fundament au o conductibilitate electrică nulă, în timp ce sedimentele acoperitoare sînt bune conductoare. În acest caz, curenţii telurici nu vor circula decît prin cuvertura de sedimente.

Densitatea curentului teluric[1] care circulă prin aceste sedimente va fi invers proporţională cu grosimea acestora, aşa cum se poate deduce intuitiv din figura 178. Din această cauză, variaţiile potenţialului curenţilor telurici, şi respectiv a cîmpului acestor curenţi, vor fi funcţie de grosimea sedimentelor în fiecare punct şi totodată de proprietăţile electrice ale acestora.

Dacă studiem variaţiile potenţialului curenţilor telurici în două puncte B şi S la suprafaţa solului se pot prezenta două cazuri importante.

— dacă direcţia de circulaţie a curenţilor telurici este perpendiculară pe planul figurii, atunci raportul variaţiilor potenţialului în punctele B şi S va fi egal cu 1;

— dacă direcţia de circulaţie a curenţilor telurici este în planul figurii, raportul variaţiilor potenţialului în punctele B şi S va fi egal cu, $\frac{h_s}{h_B}$ deoarece variaţia potenţialului va fi mai mare în S ca în B, avînd în vedere că şi densitatea de curent este mai mare în S. Raportul lor, deşi diferit de 1, va fi însă întotdeauna acelaşi, adică nu va prezenta variaţii în timp.

2.1. **Aparatura.** Aparatura pentru prospecţiunea electrometrică prin metoda curenţilor telurici se compune din înregistratoare telurice, prize şi cabluri electrice.

[1] Prin *densitatea curentului teluric* se înţelege intensitatea curentului pe unitatea de secţiune perpendiculară pe direcţia de curgere a lui.

— *Înregistratorul teluric* reprezintă un ansamblu de două milivoltmetre înregistratoare, cu caracteristici electrice identice. Este înregistrată deviația fiecărui echipaj mobil al milivoltmetrelor, prin deplasarea spotului luminos al unui fascicul de lumină reflectat de acestea și care cade pe un film fotografic ce se derulează cu o viteză de 0,5—4,0 cm/min. Simultan sînt înregistrate pe film marcaje de timp sub forma unor linii echidistante, transversale pe direcția de deplasare a filmului, cu ajutorul cărora se pot identifica momentele impulsurilor curenților telurici. Un astfel de film înregistrator poartă numele de *telurogramă*. Intensitatea impulsurilor potențialului curenților telurici este în general mai mică de 1 mV. De aceea, sensibilitatea înregistrărilor trebuie să fie mare. În mod obișnuit, deplasarea spotului luminos pe filmul de înregistrare este de 50 mm, pentru 1 mV variație a diferenței de potențial a curenților telurici între capetele dispozitivului de măsurare. Durata unei înregistrări este de 15—30 min, astfel încît telurograma să conțină minimum 10 impulsuri ale curenților telurici.

Aparatura pentru prospecțiunea electrometrică prin metoda curenților telurici cuprinde două înregistratoare telurice, cu caracteristici identice.

— *Prizele de pămînt* folosite la această metodă sînt fie electrozi simpli de cupru, fie prize nepolarizabile. Sînt necesare un număr de 8 prize de acest fel.

— *Cablurile* sînt cabluri electrice, obișnuite. Sînt necesare 4 cabluri în lungime de 500 m fiecare.

2.2. Metodica și tehnica prospecțiunii electrometrice prin metoda curenților telurici. Prospecțiunea prin metoda curenților telurici se bazează pe înregistrarea simultană a impulsurilor în variația acestor curenți în două stații, și anume: o stație de bază (*B*) care va rămîne fixă în regiunea de prospectat și o stație mobilă (*S*) care este deplasată în regiune.

Impulsurile variației de potențial a curenților telurici sînt înregistrate în ambele stații pentru capetele a 4 prize, luate două cîte două, așezate de obicei în cruce, așa cum se vede în figura 179.

Dispozitivul comportă două linii de măsurare, *MN* și *M'N'*, în lungime de 500 m fiecare. În general, direcțiile pe care se fac înregistrările sînt aceleași pentru ambele stații. Pot fi folosite și alte dispozitive de înregistrare, cu aranjamentul liniilor, de exemplu în *L*; indiferent care este aranjamentul liniilor de măsurare în dispozitivul ales, este necesar ca înregistrarea impulsurilor să se facă pe două direcții și să fie aceleași pentru ambele stații.

În mod curent, prospecțiunea prin metoda curenților telurici se face pe profiluri orientate, stația *S* fiind deplasată pe fiecare profil la echidistanțe care sînt în funcție de problema geologică de rezolvat.

S-a văzut că rezultatul brut al prospecțiunii este reprezentat pentru fiecare punct de prospecțiune de către cele două telurograme obținute simultan la stația de cîmp *S* situată în acel punct

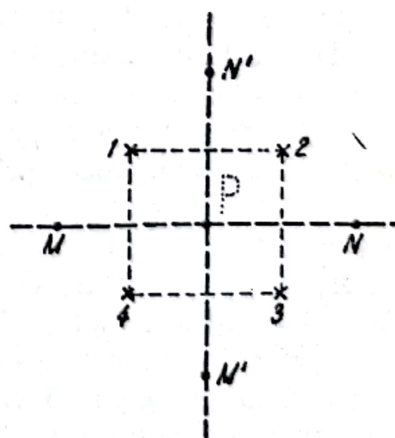


Fig. 179. Dispozitiv „în cruce" pentru prospecțiunea prin curenți telurici.

şi la staţia de bază B. Telurogramele ne furnizează impulsurile variaţiei diferenţelor de potenţial ΔV_{MN} şi $\Delta V_{M'N'}$ pe cele două direcţii ale dispozitivului de măsură folosit. În figura 180 este reprodusă, după Favre (1958), imaginea unor telurograme înregistrate în Acvitania, Franţa, în 1945, atît pentru staţia de bază B cît şi pentru staţia de cîmp S.

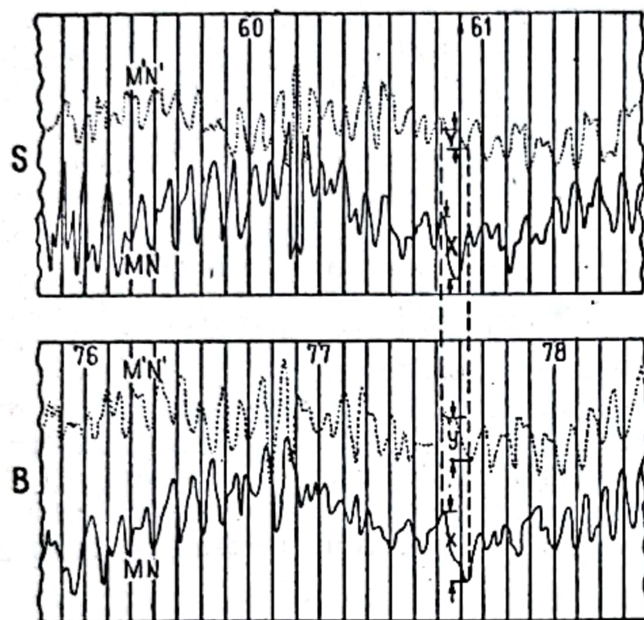


Fig. 180. Telurograme.

Prelucrarea obişnuită a telurogramelor se face în vederea ridicării vectorilor corespunzători impulsurilor şi construirea elipsei din staţia S în raport cu staţia B.

Aici este necesar de făcut o precizare. Telurogramele ne furnizează impulsurile de variaţie a diferenţelor de potenţial ΔV_{MN} şi $\Delta V_{M'N'}$, iar noi am făcut raţionamentul şi am dedus relaţiile (373) şi (374) privitoare la locurile geometrice ale vectorilor cîmp teluric E_B şi E_S, atunci cînd ne-am referit la elipsa din staţia S în raport cu staţia B. Lucrul acesta nu este grav, deoarece dacă folosim o lungime constantă a dispozitivului de măsurare, să zicem 500 m aşa cum se obişnuieşte în practică, vom avea relaţia evidentă

$$\Delta V_{MN} = 500 \times E_{MN}, \tag{375}$$

care ne arată că diferenţele de potenţial sînt proporţionale cu cîmpurile prin intermediul unui coeficient constant (în cazul considerat egal cu 500). Putem deci să raţionăm, fără a greşi, fie asupra diferenţelor de potenţial, fie asupra cîmpurilor, dacă facem raportul lor între două staţii.

De pe telurograme se ridică componentele x, y şi X, Y a impulsurilor corespunzătoare în cele două staţii B şi S, ţinîndu-se cont de scara telurogramei şi de sensul lor (pe telurogramele din figura 180 sînt figurate componentele corespunzătoare pentru impulsurile respective din B şi S). Cu aceste componente se construiesc vectorii respectivi la o scară potrivită. Se vor obţine astfel, pe un grafic, două grupe de vectori radiali cu centrele comune în B, respectiv în S, corespunzători tuturor impulsurilor pe telurograme. Se alege unul din vectorii din B ca unitar şi se trasează un cerc cu raza egală cu a acestuia. Se determină apoi coeficientul pentru care fiecare vector din staţia B devine egal cu vectorul unitar (raportul dintre lungimea vectorului respectiv şi lungimea vectorului unitar) şi cu acest coeficient se înmulţeşte vectorul corespunzător din staţia S. Capetele vectorilor din staţia S se vor aşeza pe o elipsă care este trasată grafic.

În figura 181 este reprodusă de asemenea, după Favre (1958), imaginea cercului din stația B și a elipsei din stația S, ambele în raport cu stația B, construite pe baza telurogramelor din figura 180.

Operația de mai sus este efectuată pentru toate punctele în care s-a făcut prospecțiunea prin această metodă.

Prezentarea rezultatelor prospecțiunii prin metoda curenților telurici se bazează pe aria acestor elipse determinate în stațiile de prospecțiune. Adoptarea ariei elipsei prezintă un mare avantaj, deoarece această mărime este un invariant pentru o stație S dată și o bază B dată, fiind independentă de axele adoptate; ea nu depinde decît de condițiile geoelectrice ale subsolului pe care le reflectă.

Pot fi folosite pentru reprezentarea grafică fie direct valorile ariilor elipselor din stațiile S, fie valorile raportului dintre aria elipsei din stațiile S și aria cercului corespunzător din stația de bază B. Ultimele valori prezintă un avantaj, deoarece raportul ariilor este egal cu raportul grosimilor coloanei de sedimente conductoare în stațiile S față de stația de bază B, conform relației

$$\frac{\textit{Aria elipsei } (S)}{\textit{Aria cercului } (B)} = \frac{h_S}{h_B}. \qquad (376)$$

Valorile ariilor elipselor sau a rapoturilor dintre ariile elipselor și ariile cercurilor sînt înscrise pe un plan de situație în dreptul stațiilor S și se interpolează curbele de egală valoare a ariilor elipselor. În modul acesta se obține o hartă a regiunii prospectate cu rezultatele metodei curenților telurici.

Dacă este posibil, stația de bază B se amplasează într-o zonă în care stratele sedimentare sînt cît mai orizontale. Dacă se cunoaște și adîncimea fundamentului într-un anumit punct (de exemplu din datele unui foraj), atunci, pe baza relației (376), se pot calcula adîncimile în toate stațiile S și se poate construi o hartă cu izobate a fundamentului în regiunea prospectată.

În afară de hărți cu curbe de egală valoare a ariilor elipselor se mai pot construi hărți de vectori. Pentru aceasta se calculează valoarea raportului dintre vectorii omologi din stațiile S la un vector unitar de direcție dată în stația de bază B. Se construiesc apoi hărți cu curbe de egală valoare a acestui raport.

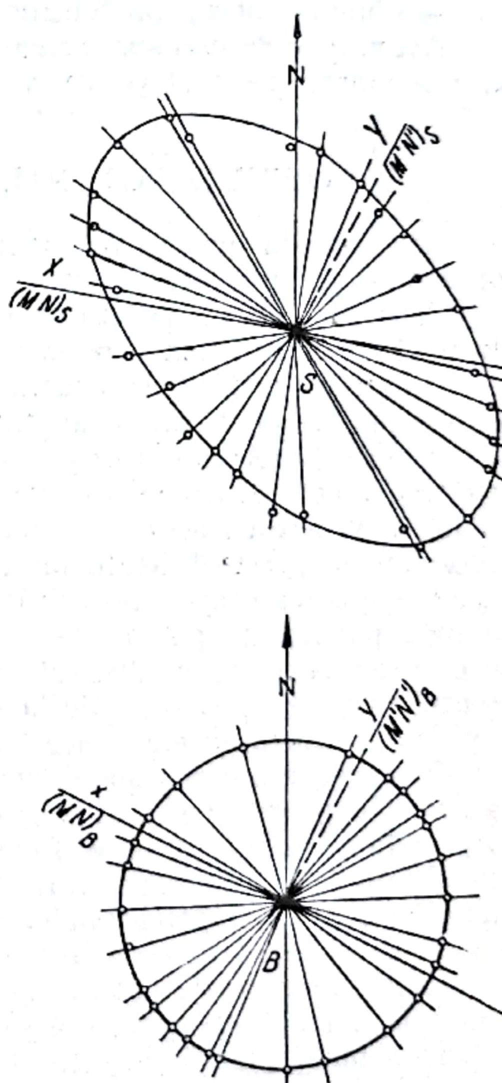


Fig. 181. Elipsa stației S în raport cu stația B.

În momentul de față, tendința este de a se construi atît hărți de izoarii a elipselor cît și hărți de vectori, pentru a realiza un studiu teluric complet al regiunilor prospectate prin această metodă, în vederea unei cît mai eficiente interpretări geologice.

Metoda curenților telurici prezintă unele avantaje (față de alte metode de prospecțiune electrometrică) ce merită să fie scoase în evidență. Acestea sînt următoarele:

— cîmpul curenților telurici este un cîmp electric mult mai uniform decît cele artificiale, care sînt distribuite în subsol prin prize sau electrozi practic punctiformi;

— cîmpul curenților telurici este distribuit în întreaga coloană de sedimente, în timp ce curentul introdus artificial în subsol are o adîncime de pătrundere limitată; prin aceasta, metoda curenților telurici are posibilități de a furniza informații asupra structurii geologice a subsolului de la adîncimi mult mai mari decît orice altă metodă de prospecțiune electrometrică;

— cîmpul curenților telurici este un cîmp natural și deci permanent.

Avantajele de mai sus fac ca metoda de prospecțiune prin curenți telurici să aibă mari perspective de viitor.

3. CAROTAJUL POTENȚIALULUI NATURAL (PN)

Carotajul potențialului natural realizează înregistrarea continuă a variațiilor potențialului electric natural de-a lungul găurii de sondă.

Originea acestor potențiale electrice naturale o constituie activitatea electrochimică naturală care ia naștere în gaura de sondă prin interacțiunea dintre noroiul de foraj și stratificație. Fenomenele care stau la baza creării acestor potențiale electrice au fost expuse în capitolul X. Este de precizat aici că potențialele electrice naturale în gaura de sondă iau naștere îndeosebi prin fenomene de filtrare și difuzie-adsorbție și că, în general, au valori negative. Avînd în vedere că aceste fenomene au loc îndeosebi în dreptul stratelor cu porozitate și permeabilitate mare, carotajul potențialului natural este considerat ca un carotaj al porozității stratelor traversate de gaura de sondă[1]. În mod particular, potențiale electrice naturale apar și datorită proceselor de oxidare-reducere, în dreptul stratelor care conțin pirită (de exemplu, în dreptul marnelor piritizate de la baza ponțianului, a orizontului cu cardium și pirită din Meoțian etc.); acestea sînt în general potențiale electropozitive.

Cele specificate mai sus se referă la condițiile de apariție a potențialelor naturale în găurile de sondă săpate în terenuri sedimentare, în legătură cu zăcăminte de petrol sau gaze. Pentru cele în legătură cu zăcăminte de cărbuni sau săpate în terenuri cristaline sau eruptive în legătură cu mineralizații metalifere, apariția potențialelor electrice naturale este datorită în principal fenomenelor de oxidare-reducere.

În afară de aceste potențiale naturale, legate de condițiile geologice ale găurii de sondă și care prezintă interes din punct de vedere geologic, în gaura de sondă mai pot apărea potențiale electrice perturbatoare, parazitare, care

[1] La începutul dezvoltării acestei metode, carotajul PN sau PS (potențial spontan) purta denumirea de *„carotajul porozității"*.

deformează curbele înregistrate şi îngreuiază procesul de interpretare geologică a acestora. Astfel de fenomene trebuie cunoscute şi influenţa lor corectată la diagramele înregistrate sau, în caz că nu poate fi determinată cantitativ, luată în considerare în procesul de interpretare geologică. Originea unor astfel de potenţiale electrice naturale, perturbatoare, este reprezentată de depunerea particulelor argiloase din noroiul de foraj (îndeosebi în vecinătatea talpei sondei), de mişcarea electrodului în gaura de sondă, de fenomenele de galvanocoroziune (cînd se folosesc lesturi bimetalice pentru îngreunarea electrodei de carotaj) sau de curenţii telurici ori curenţii vagabonzi creaţi de instalaţii industriale situate în vecinătatea sondei.

Aparatura pentru carotajul potenţialului natural este constituită din următoarele:

— un dispozitiv de fund, reprezentat de un electrod de măsură M';

— un cablu electric care face legătura între cei doi electrozi de măsură şi serveşte în acelaşi timp şi pentru coborîrea şi ridicarea electrodului M' în gaura de sondă.

— un echipament de suprafaţă, reprezentat de al doilea electrod de măsură N' şi un potenţiometru cu instalaţie de înregistrare, pentru înregistrarea variaţiilor diferenţei de potenţial natural în gaura de sondă.

O schiţă a schemei de determinare a potenţialului natural este prezentată în figura 182.

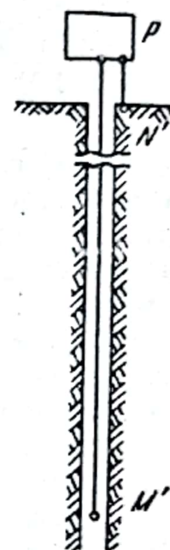


Fig. 182. Schema de măsurare a potenţialului electric natural în gaura de sondă.

În principiu, măsurarea variaţiei potenţialului natural de-a lungul găurii de sondă se face cu un dispozitiv potenţial de măsura de tip MN, identic cu acela folosit în prospecţiunea electrometrică, prin metoda potenţialului natural însă adaptat la condiţiile aparaturii de carotaj. Electrozii M' şi N' sînt confecţionaţi din plumb; electrodul N' este fix şi situat la suprafaţă, iar electrodul M' este mobil, deplasîndu-se de-a lungul găurii de sondă.

Cum carotajul potenţialului natural se face simultan cu al rezistivităţii aparente, alte amănunte privind realizarea instalaţiilor de carotaj vor fi date la tratarea procedeului de carotaj al rezistivităţii aparente.

CAPITOLUL XXVI

METODE DE PROSPECŢIUNE ŞI CAROTAJ ELECTRIC BAZATE PE CURENT CONTINUU

Folosirea curentului continuu are o mare aplicabilitate şi în prospecţiunea electrometrică, precum şi în carotajul electric. În cele ce urmează vom prezenta numai acele metode care au o aplicabilitate mai largă, considerînd că sînt suficiente metodele respective pentru înţelegerea principiilor

şi realizării practice a folosirii curentului continuu cu atît mai mult, cu cît acestea corespund şi volumului principal de lucrări de acest gen.

1. PROSPECŢIUNEA PRIN METODA LINIILOR ECHIPOTENŢIALE

Dacă în pămînt se introduce un curent continuu prin două prize simple *A* şi *B* (de felul celor descrise anterior, la metoda potenţialului natural), atunci curentul continuu se va distribui în subsol, în funcţie de proprietăţile electrice ale acestuia, iar la suprafaţă se va putea determina atît distribuţia sau configuraţia liniilor de curent cît şi a liniilor echipotenţiale.

În cazul în care subsolul este omogen şi izotrop din punct de vedere electric, atît liniile de curent cît şi liniile de egal potenţial electric au o configuraţie regulată, aşa cum s-a arătat în capitolul X. Valoarea potenţialului electric într-un punct oarecare este dată de relaţia (166); configuraţia liniilor de curent şi a liniilor echipotenţiale este prezentată în figurile 39 şi 40.

În cazul în care în subsol există un element geologic, cu proprietăţi electrice diferite faţă de a mediului înconjurător, atunci liniile de egal potenţial, ca şi cele de curent, vor prezenta distorsiuni de la configuraţia regulată, indicînd prin aspectul şi distribuţia lor poziţia corpului anomal din subsol. Pe aceasta se bazează metoda liniilor echipotenţiale.

1.1. **Metodica şi tehnica prospecţiunii electrometrice prin metoda liniilor echipotenţiale.** Curentul electric continuu este introdus în pămînt prin doi electrozi simpli legaţi la polii unui generator de curent continuu. În mod obişnuit se foloseşte un dinam de 200 V. Legătura între electrozi şi sursa de curent se face prin cablu electric, de tipul celui descris anterior.

Distanţa dintre electrozii de curent *A* şi *B* se alege în mod obişnuit de 2 km. Această distanţă permite ca în zona centrală a dispozitivului să apară, în cazul unui subsol omogen şi izotrop din punct de vedere electric, o arie suficient de mare, în care liniile de egal potenţial ar trebui să fie practic paralele. Faţă de această distribuţie ideală a liniilor de egal potenţial, distorsiunile create de prezenţa în subsol a obiectelor geologice apar evidente.

Există însă variante ale acestei metode de prospecţiune electrometrică, la care prospecţiunea nu se execută în zona centrală a dispozitivului *AB*, ci în vecinătatea unuia dintre electrozii de curent, urmărind stabilirea deformării liniilor echipotenţiale (produsă de prezenţa unui obiect geologic din subsol) de la forma circulară a lor, care apare în cazul ideal al unui subsol omogen şi izotrop din punct de vedere electric.

În funcţie de natura problemei geologice de rezolvat şi de anumite posibilităţi locale, metoda liniilor echipotenţiale poate fi aplicată în următoarele trei variante:

1.1.1. *Prospecţiune în zona centrală a dispozitivului AB*, pentru determinarea obiectelor geologice ascunse, îndeosebi a corpilor minerali.

1.1.2. *Prospecţiune în zona unuia dintre electrozii de curent*, pentru determinarea direcţiei de stratificaţie a

rocilor sedimentare care compun coloana stratigrafică. În cazul în care stratificația este înclinată, distribuția curentului electric în subsol se face cu densități diferite în funcție de grosimea stratificației, ceea ce are ca urmare o deformare a liniilor echipotențiale de la forma de cerc la aceea de elipsă, axa mare a elipsei fiind orientată pe direcția de stratificație. Această variantă este folosită îndeosebi pentru determinarea direcției de stratificație în vecinătatea sondelor de explorare, în care caz curentul electric continuu poate fi introdus în stratificație și prin gaura de sondă.

1.1.3. Metoda corpului încărcat. Această variantă folosește introducerea curentului electric direct în obiectul geologic de cercetat fie prin introducerea unuia din electrozii de curent în aceasta, în cazul în care aflorează parțial la suprafață, fie prin introducerea curentului printr-o gaură de sondă, în cazul în care obiectul geologic este cunoscut printr-un foraj de explorare. În acest caz, liniile echipotențiale vor fi distorsionate de la forma circulară pe care ar avea-o în cazul ideal, luînd o formă apropiată de a conturului obiectului geologic din subsol. Această variantă este folosită pentru precizarea formei corpilor minerali.

Determinarea configurației liniilor echipotențiale pe suprafața solului se poate face pe două căi, și anume:

— Folosind un cablu detector, adică un ansamblu de 2 electrozi nepolarizabili, legați între ei printr-un cablu de lungime potrivită, avînd intercalat un galvanometru. Măsurarea în teren cu cablul detector se face în modul următor: se fixează în teren, într-un punct oarecare, unul dintre electrozi și se rotește cel de-al doilea pe un arc de cerc, egal cu lungimea cablului, pînă cînd se determină pe teren un al doilea punct, pentru care acul galvanometrului se așază pe diviziunea zero (în acest moment, necirculînd curent prin cablu, înseamnă că cei 2 electrozi sînt la același potențial). Punctul astfel determinat devine punct fix și se determină un al treilea punct în același mod. Operația se repetă pînă cînd traectul unei linii echipotențiale este determinat pe întregul cuprins al regiunii care trebuie prospectată. După aceea se procedează în același mod, pornind din alte puncte în regiune, pînă cînd se determină traectul unui număr de linii echipotențiale în regiunea de prospectat, suficiente pentru rezolvarea problemei geologice. Punctele determinate pe teren ca găsindu-se la același potențial sînt întărușate, ridicate topografic și raportate pe un plan de situație la o scară potrivită, care servește pentru construirea hărții electrometrice cu imaginea distribuției liniilor echipotențiale în regiunea respectivă.

— Folosind potențiometrul împreună cu 2 electrozi nepolarizabili și cablurile electrice necesare. Metoda folosită în acest caz este identică cu aceea care se folosește la metoda potențialului natural, adică se pichetează regiunea de prospectat într-o rețea pătratică și se măsoară cu potențiometrul diferențele de potențial între 2 țăruși alăturați.

Acest procedeu are un mare avantaj față de primul, și anume acela că ne conduce la rezultate cantitative în regiunea de prospectat prin determinarea valorilor potențialului electric măsurat. Dacă în regiunea respectivă există și potențiale electrice naturale datorită unor fenomene de polarizație

naturală, atunci acestea trebuie determinate anticipat şi valorile respective scăzute din cele măsurate după introducerea curentului electric continuu în pămînt.

Pentru avantajul precizat mai sus, determinarea liniilor echipotenţiale se face, în majoritatea cazurilor, folosind măsurătorile potenţiometrice; cablul detector se foloseşte în general numai în problemele de determinare a direcţiei stratificaţiei.

2. PROSPECŢIUNEA PRIN METODA REZISTIVITĂŢILOR

În cazul în care în subsol avem formaţiuni geologice orizontale sau aproape orizontale, interstratificate, distribuţia liniilor echipotenţiale la suprafaţa solului nu suferă nici o distorsiune, ci cel mult echidistanţa dintre ele poate fi modificată. În acest caz, proprietăţile electrice ale rocilor din subsol variază de-a lungul verticalei. Pentru astfel de probleme geologice, care cuprind printre altele prospecţiunea structurilor petrolifere şi gazeifere ca cea mai importantă, este evident ca metoda liniilor echipotenţiale nu mai este eficientă. Rezolvarea acestor probleme se face prin metoda rezistivităţilor aparente.

Se înţelege prin *rezistivitate aparentă* valoarea rezistivităţii unui subsol ipotetic omogen şi izotrop mărginit de suprafeţe plane şi orizontale, care ar da aceeaşi valoare a diferenţei de potenţial ΔV măsurată în condiţii experimentale similare (acelaşi dispozitiv, aceeaşi intensitate de curent I). Ea poate fi considerată ca o valoare medie ponderată a rezistivităţilor specifice a rocilor din subsol, obţinută prin măsurători de suprafaţă a diferenţei de potenţial şi a intensităţii curentului electric, cu un dispozitiv adecvat. Din cauza neomogenităţii şi anizotropiei proprietăţilor electrice ale rocilor din natură, această rezistivitate electrică nu reprezintă o valoare reală, ci, aşa cum s-a specificat mai sus, o valoare medie a rezistivităţilor reale; în cazul particular, în care subsolul omogen şi izotrop din punctul de vedere electric, valoarea rezistivităţii aparente coincide cu aceea a rezistivităţii specifice acestuia.

Rezistivitatea aparentă se notează cu ρ_a.

Un dispozitiv pentru măsurarea rezistivităţii aparente se compune dintr-o linie de emisiune AB şi o linie de măsură (sau linie potenţială) MN, aşa cum se vede în figura 183. El mai poartă numele de dispozitiv AMNB.

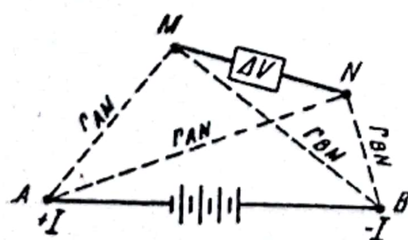


Fig. 183. Schiţa dispozitivului pentru determinarea rezistivităţii aparente.

Linia de emisiune se compune dintr-o sursă de curent continuu care debitează un curent de intensitate I, cablul electric de legătură şi 2 electrozi simpli A şi B, prin care se introduce curentul în subsol. Linia de măsură se compune din două prize nepolarizate M şi N, cablul electric de legătură şi un potenţiometru cu ajutorul căruia se determină diferenţa de potenţial care apare între prizele M şi N.

În cazul în care subsolul este omogen şi izotrop din punct de vedere electric, caracterizat printr-o valoare ρ a rezistivităţii specifice, potenţialul electric V_M creat în punctul M de electrozii din A şi B se poate scrie în acord cu relaţia (166)

$$V_M = \frac{\rho \cdot I}{2\pi} \cdot \left(\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}}\right), \tag{377}$$

iar potenţialul V_N în punctul N creat de aceiaşi electrozi

$$V_N = \frac{\rho \cdot I}{2\pi} \cdot \left(\frac{1}{r_{AN}} - \frac{1}{r_{BN}}\right). \tag{378}$$

Din relaţiile (377) şi (378) se deduce imediat valoarea diferenţei de potenţial ΔV dintre electrozii M şi N, ca

$$\Delta V = \frac{\rho \cdot I}{2\pi} \cdot \left(\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}} - \frac{1}{r_{AN}} + \frac{1}{r_{BN}}\right). \tag{379}$$

În cazul real din natură, în care subsolul nu este omogen şi izotrop din punct de vedere electric, valoarea rezistivităţii specifice ρ este înlocuită de valoarea medie a rezistivităţilor diverselor roci din subsol sau, cum am numit-o rezistivitatea aparentă ρ_a şi relaţia (379) devine

$$\Delta V = \frac{\rho_a \cdot I}{2\pi} \cdot \left(\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}} - \frac{1}{r_{AN}} + \frac{1}{r_{BN}}\right). \tag{380}$$

Relaţia (380) reprezintă formula de bază pentru calculul rezistivităţii aparente determinată cu dispozitivul AMNB.

În practica prospecţiunii electrometrice prin metoda rezistivităţilor aparente se folosesc în mod curent două tipuri de dispozitive AMNB, şi anume:

— *Dispozitiv cu puneri la pămînt simetrice* sau *dispozitiv SCHLUMBERGER*. Schiţa acestui dispozitiv este reprodusă în figura 184. El se compune din cei patru electrozi A, B, M şi N, aşezaţi coliniari şi simetrici doi cîte doi faţă de centrul 0 al dispozitivului. În acest caz vom avea:

$$r_{AM} = L - l; \quad r_{AN} = L + l; \quad r_{BM} = L + l; \quad r_{BN} = L - l.$$

Aplicarea relaţiei (380) ne conduce la

$$\Delta V = \frac{\rho_a \cdot I}{2\pi} \cdot \left(\frac{1}{L - l} - \frac{1}{L + l} - \frac{1}{L + l} + \frac{1}{L - l}\right) \tag{381}$$

sau

$$\Delta V = \frac{\rho_a \cdot I}{\pi} \cdot \left(\frac{1}{L - l} - \frac{1}{L + l}\right). \tag{382}$$

Rezolvînd paranteza, obţinem

$$\Delta V = \frac{2\rho_a \cdot I}{\pi} \cdot \frac{l}{L^2 - l^2} \tag{383}$$

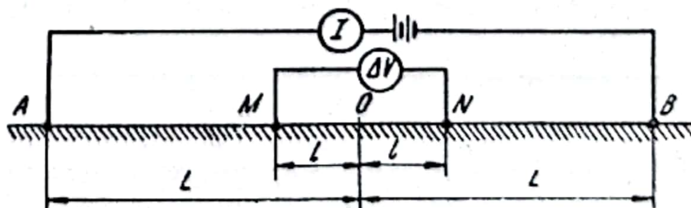


Fig. 184. Dispozitiv AMNB tip Schlumberger.

şi dînd în factor comun pe L^2 la numitor,

$$\Delta V = \frac{2\rho_a \cdot I}{\pi} \cdot \frac{l}{L^2\left(1-\frac{l^2}{L^2}\right)}. \tag{384}$$

Pentru $l \leqslant 0,1\,L$, aşa cum în mod curent se foloseşte în practică, termenul l^2/L^2 este neglijabil şi relaţia (384) devine

$$\Delta V = \frac{2\rho_a \cdot I \cdot l}{\pi \cdot L^2}, \tag{385}$$

din care se deduce valoarea rezistivităţii aparente ρ_a, determinată cu dispozitivul Schlumberger, ca

$$\rho_a = \frac{\pi \cdot L^2}{2l} \cdot \frac{\Delta V}{I} \tag{386}$$

sau

$$\rho_a = K \cdot \frac{\Delta V}{I}, \tag{387}$$

în care $K = \frac{\pi \cdot L^2}{2l}$ este o constantă care depinde de dimensiunile L şi l ale dispozitivului folosit.

Valoarea ρ_a a rezistivităţii aparente determinată prin formula (387) este raportată la centrul O al dispozitivului.

— *Dispozitiv cu puneri la pămînt la distanţe egale* sau *dispozitiv WENNER-GISH-ROONEY*. Schiţa acestui dispozitiv este reprodusă în figura 185 şi, aşa cum de altfel indică şi numele lui, se compune din cei patru electrozi A, M, N şi B, aşezaţi coliniar şi situaţi succesiv la distanţe egale.

În acest caz vom avea $h_{AM} = l$; $r_{AN} = 2l$; $r_{BM} = 2l$; $r_{BN} = l$. Aplicarea relaţiei (380) ne conduce la

$$\Delta V = \frac{\rho_a \cdot I}{2\pi} \cdot \left(\frac{1}{l} - \frac{1}{2l} - \frac{1}{2l} + \frac{1}{l}\right) \tag{388}$$

sau

$$\Delta V = \frac{\rho_a \cdot I}{2\pi} \cdot \left(\frac{2}{l} - \frac{1}{l}\right). \tag{389}$$

Efectuînd scăderea din paranteză, obţinem

$$\Delta V = \frac{\rho_a \cdot I}{2\pi \cdot l}, \tag{390}$$

din care se deduce valoarea rezistivităţii aparente ρ_a, determinată cu dispozitivul Wenner-Gish-Rooney, ca

$$\rho_a = 2\pi \cdot l \cdot \frac{\Delta V}{I} \tag{391}$$

sau

$$\rho_a = K \cdot \frac{\Delta V}{I}, \tag{392}$$

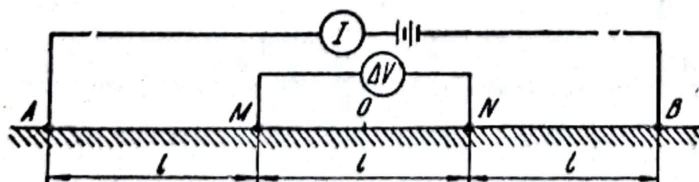


Fig. 185. Dispozitiv AMNB tip Wenner-Gish-Rooney.

în care, de data aceasta, $K = 2\pi \cdot l$, de asemenea funcție de dimensiunea l a dispozitivului folosit.

Ca și în cazul precedent, valoarea rezistivității aparente ρ_a este raportată la centrul O al dispozitivului folosit.

În practica prospecțiunii electrometrice prin metoda rezistivității aparente mai sînt folosite și alte dispozitive, de exemplu cu electrozii $AMNB$ coliniari și unul din electrozii de emisiune, servind ca electrod de măsură sau, unul din electrozii de măsură foarte îndepărtat (teoretic la infinit) etc., cu liniile AB și MN necoliniare etc. Calculul rezistivității aparente la astfel de dispozitive se face după relații deduse pe aceeași cale, ca și la dispozitivele studiate, ținînd cont de particularitățile geometrice ale dispozitivului respectiv. Cele mai folosite dispozitive sînt însă cele care au fost tratate mai sus.

Aparatura pentru prospecțiunea electrometrică prin metoda rezistivităților aparente se compune dintr-o sursă de curent continuu (dinam, baterii etc.), cabluri electrice, 2 electrozi simpli pentru linia de emisiune, 2 prize nepolarizabile pentru linia de măsură, un ampermetru pentru determinarea intensității I a curentului și un potențiometru pentru măsurarea diferenței de potențial între prizele M și N. Montajul potențiometrului EP-1 folosit la noi în țară pentru determinarea rezistivității aparente este reprodus în figura 177, iar descrierea aparatului a fost făcută la prezentarea metodei potențialului natural.

Mai trebuie precizat un lucru deosebit de important, și anume că adîncimea de investigație în subsol a unui dispozitiv AMNB este de 0,20—0,25 din lungimea liniei de emisiune AB. Cu alte cuvinte, valoarea rezistivității aparente ρ_a determinată cu un dispozitiv AMNB reprezintă media ponderată a rezistivităților specifice a rocilor pe o grosime, considerată de la suprafața solului, de 0,20—0,25 din lungimea liniei de emisiune folosite.

Metoda rezistivităților aparente poate fi folosită în două variante, și anume: profilarea electrică și sondajul electric vertical.

2.1. **Profilarea electrică.** Metoda profilării electrice este folosită pentru studiul regiunilor în care rocile stratificate au înclinări mari, de peste 15°. Studiul constă din determinarea variației rezistivității aparente a rocilor din subsol, de-a lungul unor profiluri, în general paralele sau practic paralele în regiunea de prospectat.

În mod obișnuit se folosește un dispozitiv AMNB cu distanțe egale între punerile la pămînt. Pentru aceasta, valorile rezistivității aparente de-a lungul profilurilor sînt comparabile între ele, deoarece se referă la aceeași grosime a stratificației, adîncimea de investigație a unui astfel de dispozitiv fiind practic constantă. În cazuri particulare și îndeosebi pentru înclinări mari a stratificației sau pentru detectarea unor zăcăminte cu înclinări mari pot fi folosite dispozitive de *profilare dipol*, în care liniile AB și MN nu sînt coliniare, cum sînt, de exemplu, cele din figura 186. De asemenea pot fi folosite dispozitive de *profilare combinată*, în care unul din electrozii liniei de emisiune este amplasat pe o direcție perpendiculară aceleia de coliniaritate a celor doi electrozi de măsură cu celălalt electrod al liniei de emisiune. La noi în țară au fost folosite toate tipurile de mai sus de profilare electrică, impuse de specificul problemei geologice de rezolvat, cu rezultate pozitive.

Direcţia profilurilor în regiunea de prospectat se alege perpendiculară pe direcţia de extindere a elementului geologic care trebuie cercetat. Dimensiunile dispozitivului se aleg în funcţie de adîncimea la care se găseşte elementul geologic, ţinînd cont de adîncimea de investigaţie în subsol a metodei. O dată stabilit dispozitivul optim de cercetare, ca tip şi dimensiuni, acesta este deplasat la o echidistanţă aleasă de-a lungul profilului pînă la epuizarea acestuia. Valorile rezistivităţii aparente se raportează în toate cazurile la punctul central al distanţei MN. Aceste puncte sînt ridicate topografic, raportate grafic la o scară convenabilă şi se construieşte profilul de variaţie a rezistivităţii aparente. Operaţia se execută identic pentru toate profilurile. Nu este necesar ca profilurile să se lege prin măsurători între ele, deoarece valorile rezistivităţii aparente astfel determinată au un caracter absolut.

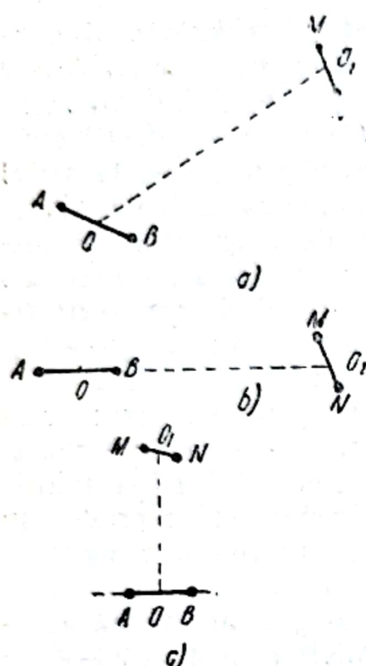


Fig. 186. Tipuri de dispozitive pentru profilarea electrică dipol.

Pe baza datelor obţinute pe toate profilurile executate într-o regiune se construiesc hărţi cu curbe de egală valoare a rezistivităţii aparente — *curbe izoohme* — care ne dau o imagine sugestivă asupra variaţiei acestei mărimi pe o grosime constantă a subsolului în regiunea prospectată, reflectînd particularităţile fizico-geologice ale structurii geologice.

În practica prospecţiunii electrometrice se obişnuieşte ca să se ridice hărţi cu curbe izoohme într-o regiune cu 2-3 dimensiuni ale dispozitivului folosit. În felul acesta se îmbogăţeşte materialul informativ cu date asupra variaţiei acestei mărimi pentru mai multe grosimi a secţiunii geologice, asigurînd o interpretare geologică mai eficientă.

2.2. **Sondajul electric vertical** (SEV). Pentru studiul stratificaţiilor cu înclinări mici, sub 10—15°, este folosită metoda sondajului electric vertical; de altfel, în general metoda rezistivităţilor aparente fiind folosită mai mult în astfel de probleme, sondajul electric vertical corespunde volumului cel mai mare de prospecţiuni electrometrice care folosesc în momentul de faţă metoda rezistivităţilor aparente.

Studiul constă din determinarea variaţiei rezistivităţii aparente, cu adîncimea într-o serie de puncte în regiunea de prospectat. Aceasta permite efectuarea unei interpretări cantitative a profilului geologic al stratificaţiei, prin determinarea grosimilor şi a adîncimii stratelor care o compun.

Determinarea variaţiei rezistivităţii aparente cu adîncimea este posibilă prin modificarea succesivă a lungimii liniei de emisiune AB a unui dispozitiv AMNB.

În mod practic se folosesc minimum 20 de lungimi pentru linia de emisiune AB. Cea mai mică lungime a liniei de emisiune trebuie să fie de 3 ori

lungimea liniei de măsură MN (primul dispozitiv este deci un dispozitiv de tip Wenner). Apoi lungimea liniei de emisiune este mărită în mod progresiv, aproximativ în progresie geometrică cu raţia 1,5, păstrînd constantă lungimea liniei de măsură MN (următoarele dispozitive sînt toate de tip Schlumberger). Este de precizat că folosirea unei linii de măsură scurte ridică precizia în determinarea valorii rezistivităţii aparente. Dacă linia de emisiune se măreşte mult, astfel încît între capetele liniei de măsură diferenţele de potenţial ce trebuie măsurate se micşorează, nemaiputînd fi determinate cu precizie, se măreşte lungimea liniei de măsură MN; în prealabil, se determină însă diferenţele de potenţial cu cele două lungimi MN pentru cel puţin două lungimi a liniei de emisiune AB.

După normativele sovietice, distanţele maxime dintre electrozii de curent ai liniei de emisiune AB, folosite în mod practic, pot fi între 100 m şi 14 000 m.

Pentru fiecare dispozitiv folosit în cadrul unui sondaj electric vertical se determină valoarea rezistivităţii aparente, după caz, pe baza relaţiilor (386) sau (391). Valorile astfel determinate sînt proiectate pe o hîrtie dublu-logaritmică, în funcţie de semilungimea liniei de emisiune AB folosită, iar punctele unite printr-o linie curbă continuă. Aceasta reprezintă diagrama sondajului electric vertical, care reflectă variaţia rezistivităţii aparente în punctul respectiv. Este indicat ca diagramele sondajului electric vertical să se construiască direct pe teren, în timpul executării măsurătorilor. Aceasta asigură obţinerea unor curbe corecte, prin repetarea măsurătorilor care eventual ar fi eronate din diferite motive.

Aparatura întrebuinţată la executarea sondajelor electrice verticale este aceeaşi ca şi pentru profilarea electrică. În ultima vreme s-a recomandat ca pentru sondajele electrice verticale a căror lungime a liniei de emisiune AB depăşeşte 1 000—2 000 m, determinarea diferenţei de potenţial între electrozii liniei de măsură MN să se facă cu potenţiometre înregistratoare şi pe un interval de timp mai mare, deoarece această mărime la linii de emisiune lungi suferă unele variaţii în timp, precum şi din cauza perturbaţiilor produse de curenţii telurici; în acest sens, de curînd în ţara noastră au fost introduse staţiile electrometrice ERS-23.

2.2.1. **Interpretarea diagramelor sondajului electric vertical.** Interpretarea diagramelor urmăreşte determinarea grosimilor şi adîncimilor pachetelor de roci care compun coloana stratigrafică în regiunea respectivă şi care se deosebesc net din punctul de vedere al proprietăţilor electrice. Din aceste elemente se poate apoi reconstitui structura geologică a regiunii prospectate, în trăsăturile ei esenţiale stratigrafice şi tectonice.

La baza interpretării diagramelor sondajului electric vertical stă compararea curbelor obţinute din determinările pe teren cu curbe calculate teoretic. Pentru uşurarea procesului de interpretare au fost construite albume cu astfel de curbe, calculate pentru un număr de 2,3 sau 4 strate orizontale, infinit extinse în toate direcţiile orizontale, omogene şi izotrope din punct de vedere electric, de diferite grosimi şi cu diferite raporturi între rezistivităţile specifice care le caracterizează. Curbele astfel calculate sînt grupate în familii, păstrînd constant unul din parametri, constituind o *paletă* sau

abacă şi sînt construite pe hîrtie dublulogaritmică la aceeaşi scară la care se construiesc şi curbele obţinute pe teren.

În figura 187 este reprodus exemplul unei palete pentru două strate, anume stratul superior, cu grosimea h_1 şi rezistivitate specifică ρ_1, care sînt luate unitare, şi stratul inferior, de grosime infinită şi de rezistivitate specifică ρ_2. Sînt calculate 22 de curbe teoretice pentru diferite valori ale rezistivităţii ρ_2, exprimată în funcţie de ρ_1 şi notată pe curba respectivă, cuprinse între 0 şi ∞. Axa verticală indică valoarea h_1.

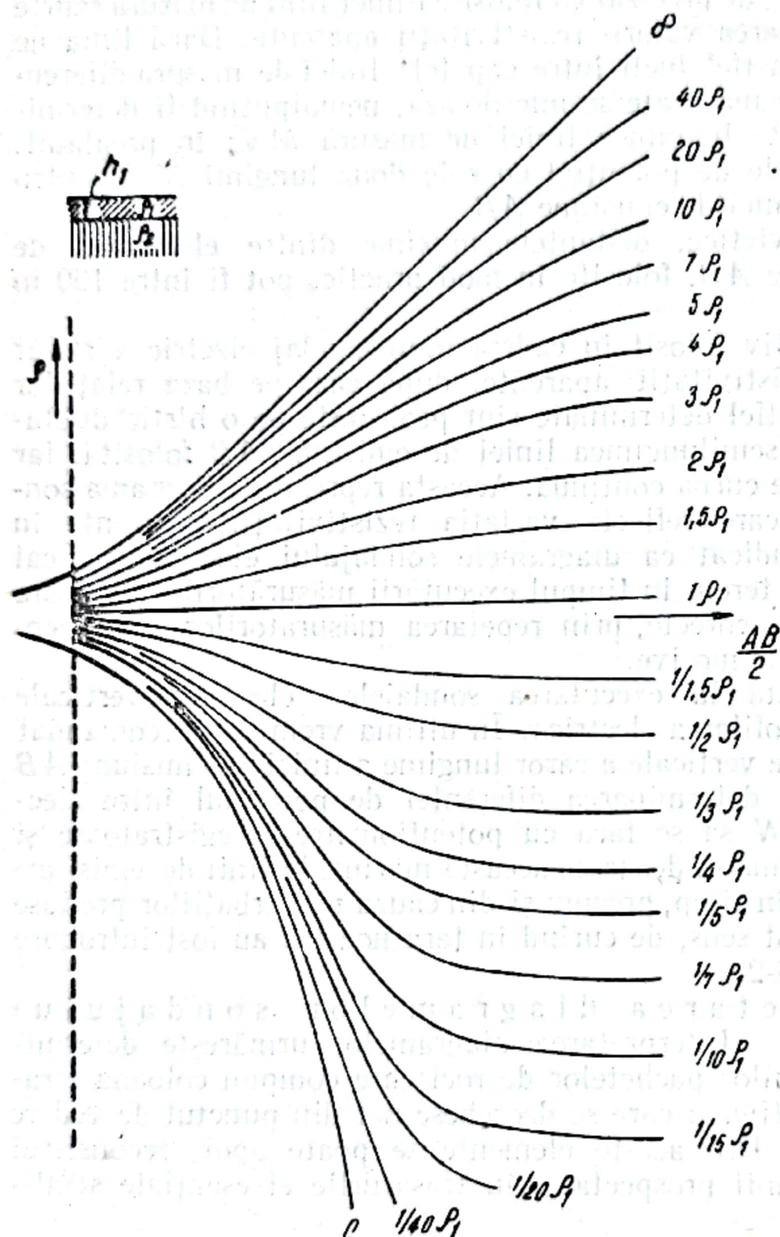


Fig. 187. Exemplu de paletă pentru două strate.

În figura 188 este reprezentat un exemplu de paletă pentru trei strate. Curbele sînt calculate pentru o valoare constantă a rapoartelor rezistivităţilor specifice $\left(\frac{\rho_2}{\rho_1} = \frac{1}{4};\ \frac{\rho_3}{\rho_1} = \infty\right)$ şi cu diferite valori ale raportului $\frac{h_2}{h_1}$ cuprinse între 0 şi ∞, notate pe curbe.

Interpretarea unui sondaj electric vertical, în cazul a două strate, se face în mod simplu. Curba determinată pe teren este suprapusă paletei, astfel încît axa paletei să coincidă cu axa ρ a curbei. După aceea, curba obţinută în teren este deplasată spre dreapta sau spre stînga pînă cînd se suprapune cît mai bine uneia din curbele de pe paletă. În cazul în care nu se poate obţine o coincidenţă bună cu nici una din curbele de pe paletă se foloseşte interpolarea între două curbe învecinate cu care avem o coincidenţă suficient de bună. Pentru această poziţie, axa verticală a paletei va intersecta axa $\frac{AB}{2}$ a curbei obţinută pe teren într-un punct, a cărui abscisă

corespunde grosimii stratului superior h_1. Curba paletei pentru care s-a obținut coincidența indică în același timp și raportul care există între rezistivitățile specifice ale celor două straturi.

Mersul operației descrise mai sus este reprezentată grafic în figura 189, în care caz, grosimea h_1, obținută este de 20 m.

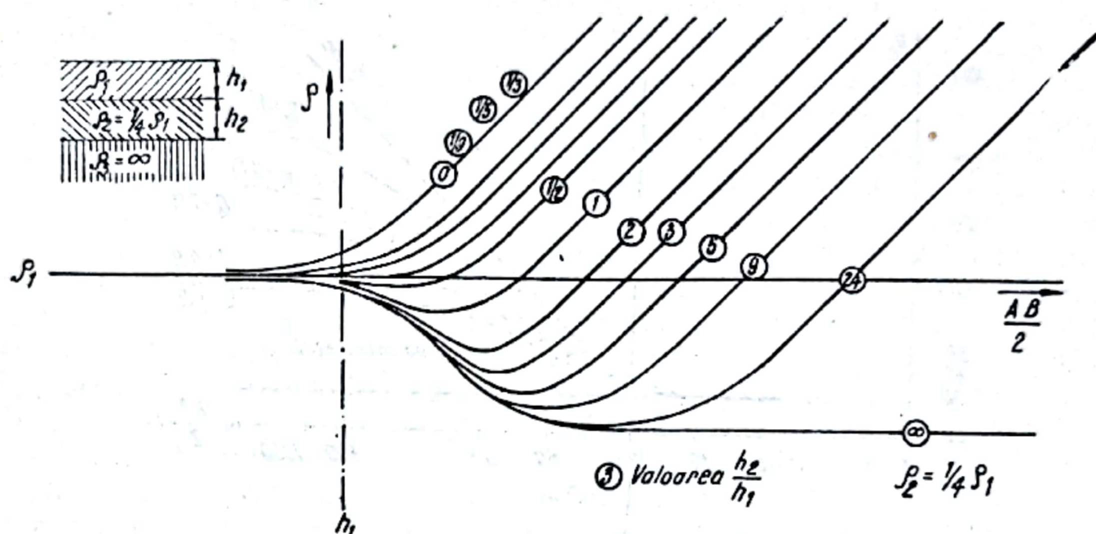


Fig. 188. Exemplu de paletă pentru trei strate.

Interpretarea unui sondaj electric vertical în cazul a trei strate este mai complicată și presupune cunoașterea obligatorie a rezistivității specifice ρ_2 a stratului intermediar (aceasta poate fi cunoscută din datele unui carotaj electric în regiune sau din determinări directe, dacă stratul aflorează într-o zonă oarecare, nu prea îndepărtată de regiunea de prospectat; în caz că nu este posibilă cunoașterea valorii ρ_2, se alege pentru aceasta o valoare probabilă, pe baza datelor geologice cunoscute în regiunea respectivă sau pe bază de date geologice generale, dar în aceste cazuri interpretarea va avea doar un caracter calitativ). Ramura inițială a curbei determinate în teren (din stînga) este comandată de valoarea rezistivității specifice ρ_1 a primului strat, așa încît din aceasta se poate stabili valoarea ρ_1. Se calculează apoi raportul $\frac{\rho_2}{\rho_1}$, pe baza căruia se alege abaca corespunzătoare, din care se alege curba teoretică care coincide sau se aseamănă cel mai mult cu curba din teren. Se așază curba sondajului electric vertical cu axa ρ_1 paralelă cu axa ρ a paletei și se deplasează graficul pe paletă, păstrînd paralelismul axelor pînă ce se obține cea mai bună suprapunere între cele două curbe. Axa verticală a paletei va indica pe axa $\frac{AB}{2}$ a graficului valoarea grosimii h_1, iar cifra de pe curba de coincidență a paletei ne va da valoarea raportului $\frac{h_2}{h_1}$, din care se obține grosimea h_2. Și în acest caz, dacă nu se poate obține coincidența între curba sondajului electric vertical și una din curbele paletei, se folosește procedeul interpolării.

Interpretarea unui sondaj electric vertical în cazul a patru strate este şi mai complicată şi presupune cunoaşterea obligatorie a rezistivităţii specifice a celor două strate intermediare ρ_2 şi ρ_3.

Cercetările au arătat că, în cazul unei stratificaţii cu două strate, curba sondajului electric vertical este univocă atît teoretic cît şi practic. Dacă

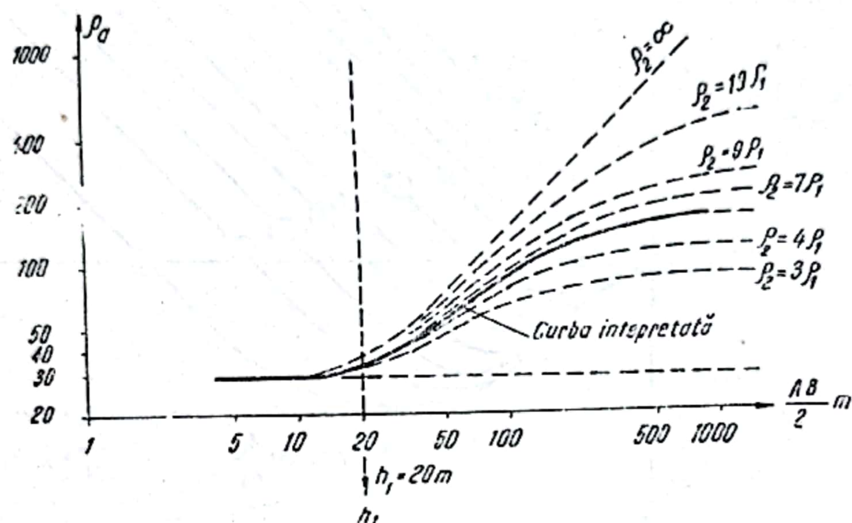


Fig. 189. Exemplu de interpretare a unei curbe de sondaj electric vertical cu o abacă pentru două strate.

stratificaţia are însă trei, patru sau mai multe strate, curba obţinută practic nu mai este întotdeauna univocă, datorită unor tendinţe de circulaţie a curentului electric introdus în subsol, pe de o parte, paralel cu stratificaţia în stratele conductoare situate între strate rezistente şi, pe de altă parte, perpendicular pe stratificaţie în stratele rezistente situate între două strate conductoare. Din aceasta derivă o nedeterminare în interpretarea curbelor sondajului electric vertical în cazul stratificaţiilor cu mai mult de două strate. Practic, aceasta se traduce prin faptul că o curbă de sondaj electric vertical poate fi considerată că se suprapune în mod satisfăcător cu mai multe curbe teoretice, calculate pentru parametri h_i şi ρ_i diferiţi.

Această posibilitate de interpretare multiplă a diagramelor de sondaj electric vertical derivă din *principiul echivalenţei*.

Principiul echivalenţei nu se întinde însă asupra tuturor posibilităţilor, sub care se poate prezenta o stratificaţie cu mai mult de două strate.

Să luăm ca exemplu cazul mai simplu al unei stratificaţii cu trei strate. Dacă h_2 fiind mic, avem $\rho_1 > \rho_2$ şi $\rho_2 < \rho_3$, interpretarea unei curbe de sondaj electric vertical cu ajutorul paletei nu ne poate conduce decît la valoarea raportului $\frac{h_2}{\rho_2}$, care poartă numele de *conductibilitate longitudinală* a stratului de grosime h_2. De asemenea, dacă avem $\rho_1 < \rho_2$ şi $\rho_2 > \rho_3$ interpretarea unei curbe de sondaj electric vertical conduce numai la determinarea produsului $h_2 \cdot \rho_2$, care poartă numele de *rezistivitatea transversală* a stratului de grosime h_2.

Din cele expuse mai sus rezultă că pentru curbele de sondaj electric vertical, obținute în cazul unei stratificații cu trei strate, pentru care se întinde principiul echivalenței, nu se poate determina separat h_2 și ρ_2, ci numai raportul sau produsul acestor două mărimi. Astfel de curbe, asupra cărora se întinde principiul echivalenței, constituie un *echivalent*. La curbele de sondaj electric vertical pentru care nu se întinde principiul echivalenței, se pot determina valorile h_2 și ρ_2, independent una de alta, și cum de la început am considerat valoarea ρ_2 cunoscută, interpretarea cantitativă a acestora este univocă.

Pentru cazul stratificației cu patru strate situația este și mai complicată.

Interpretarea diagramelor sondajului electric vertical, așa cum s-a văzut mai sus, ne conduce la rezultate cantitative privind grosimile stratelor cu proprietăți electrice diferite. Dacă interpretarea este condusă cu grijă, ținînd cont de toate informațiile geologice din regiune, de valorile rezistivităților specifice obținute din carotajele electrice efectuate în sonde sau în zonele de aflorare a formațiunilor geologice, precum și de principiul echivalenței, valorile grosimilor determinate pentru diferitele strate vor fi afectate de erori admisibile. Pe baza acestor date se pot apoi construi *hărți structurale* cu izobatele limitelor dintre strate.

Pentru îmbunătățirea interpretării geologice, din aceleași date ale sondajului electric vertical, adică din curba obținută în teren, se mai pot construi următoarele materiale grafice care ne dau indicații asupra variației rezistivității aparente a rocilor din subsol și, implicit, asupra structurii geologice.

— *Hărți de rezistivitate aparentă*, cu curbe izoohme, pentru mai multe lungimi fixe ale liniei de emisiune AB;

— *Secțiuni de rezistivitate aparentă*, care ne dau o imagine asupra variației rezistivității aparente în secțiunea verticală a profilurilor de sondaj

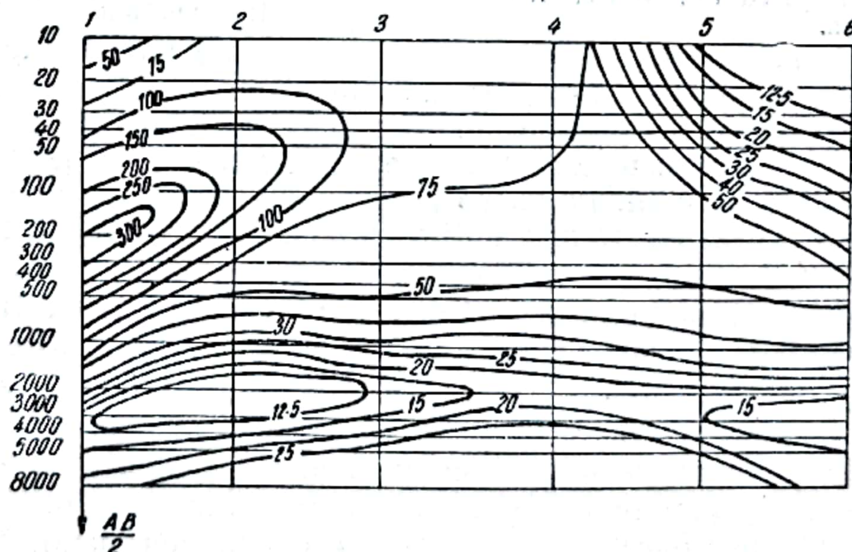


Fig. 190. Secțiune de rezistivitate aparentă.

electric vertical. În figura 190 este reprodus exemplul unei secțiuni de rezistivitate aparentă, din care apare clară puterea de sugestie cu privire la caracteristicile structurii geologice a unei astfel de reprezentări.

— *Hărţi de egală rezistivitate aparentă maximă sau minimă a curbelor sondajelor electrice verticale*, care reflectă caracteristicile tectonice ale structurii geologice.

Toate aceste reprezentări grafice, împreună cu *curbele sondajelor electrice verticale*, care reprezintă materialul primar obţinut direct din măsurători, constituie documentaţia completă pe baza căreia se face interpretarea geologică a rezultatelor prospecţiunii electrometrice prin metoda sondajului electric vertical.

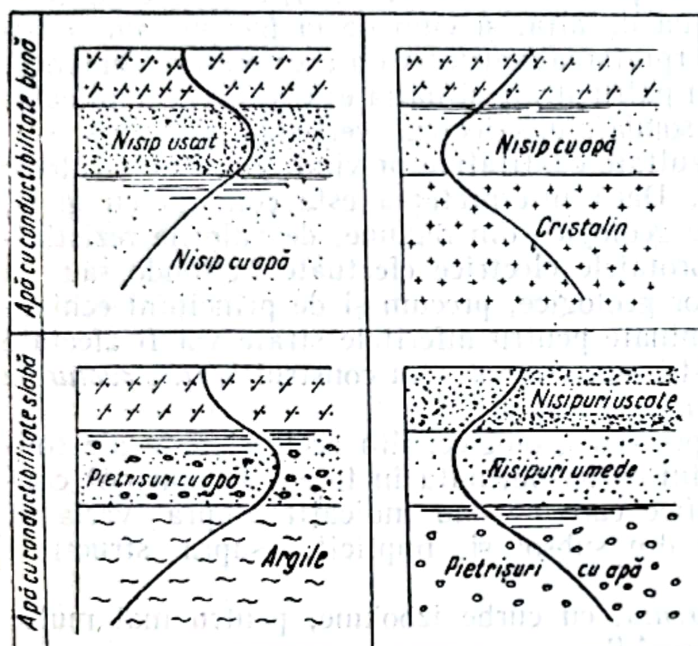


Fig. 191. Tipurile de curbe de sondaj electric vertical pentru stratificaţii cu trei strate, din care unul cu conţinut de apă.

Recent a început să se folosească în practica prospecţiunii electrometrice un alt tip de sondaj electric vertical, şi anume *sondajul electric dipol*. Sondajul electric dipol se execută cu dispozitive de tipul celor folosite în profilarea electrică dipol. Avantajele acestuia sînt aceleaşi cu ale profilării electrice dipol, precizate cu ocazia prezentării acestei metode.

Metoda sondajului electric vertical este folosită pe scară largă în cadrul prospecţiunii electrometrice, avînd o aplicabilitate mare în prospectarea structurilor geologice ascunse, posibil petrolifere sau gazeifere. De asemenea este una din puţinele metode geofizice care poate fi folosită la descoperirea pînzelor de apă din subsol. Problema prospecţiunii apei fiind de o deosebită importanţă, vom insista ceva mai mult asupra ei. În figura 191 sînt reproduse patru curbe-tip de sondaj electric vertical pentru stratificaţii orizontale cu trei strate, din care unul cu conţinut de apă cu salinitate mai mare sau mai mică, reprezentînd situaţiile cele mai frecvente care pot fi întîlnite în natură.

Se constată cum prezenţa apei, cu salinitate diferită în straturi de nisip produce o scădere netă a rezistivităţii aparente; excepţie fac doar straturile de pietrişuri cu conţinut de apă care produc maxime a rezistivităţii aparente; dacă apa are o salinitate scăzută şi dacă sînt situate între straturile cu rezistivitate specifică mai mică, aşa cum este în exemplul considerat. În general, apa, chiar cea potabilă, are o conductibilitate electrică destul de ridicată, şi cum ea se găseşte în straturi permeabile încadrate deasupra şi dedesupt de straturi impermeabile, prezenţa ei se reflectă în curbele de sondaj electric vertical prin minime a rezistivităţii aparente.

3. CAROTAJUL REZISTIVITĂȚII APARENTE

Carotajul rezistivității aparente realizează înregistrarea continuă a variației rezistivității aparente de-a lungul găurii de sondă.

Principiul de determinare a acestei mărimi este acela folosit la metoda de prospecțiune electrometrică a rezistivității (profilare electrică și sondaj electric vertical). În principiu este folosit un dispozitiv de rezistivitate de tip Schlumberger, compus dintr-o linie de alimentare AB și o linie de măsură MN cu toți patru electrozii coborîți în gaura de sondă sau numai trei, unul din ei (B sau N) fiind plasat la suprafață în vecinătatea gurii găurii de sondă. Trimițînd în linia de alimentare un curent continuu de intensitate constantă I, furnizat de o sursă E, între electrozii de măsură va apărea o diferență de potențial ΔV_{MN}. Valoarea rezistivității aparente, în cazul dispozitivului schițat în figura 192, va fi obținută dintr-o formulă comparabilă cu aceea exprimată de relația (162).

Astfel vom avea

$$\Delta V_{MN} = \frac{\rho \cdot I}{4\pi} \cdot \left(\frac{1}{r} - \frac{1}{r'}\right), \tag{393}$$

relație din care deducem valoarea rezistivității aparente ρ_a ca

$$\rho_a = 4\pi \cdot \frac{\Delta V_{MN}}{I} \cdot \frac{r \cdot r'}{r' - r} \tag{394}$$

sau

$$\rho_a = k \cdot \frac{\Delta V_{MN}}{I}, \tag{395}$$

în care k reprezintă o constantă ce cuprinde factorul de spațiu și mărimea caracteristicilor geometrice ale dispozitivului, respectiv ale distanțelor r și r'.

Deoarece în procesul de carotaj prin această metodă intensitatea I a curentului în linia de alimentare este menținută constantă, variația diferenței de potențial ΔV_{MN} înregistrată la scara $\frac{k}{I}$ va reprezenta tocmai variația rezistivității aparente. Valorile astfel determinate ale rezistivității aparente se consideră ca raportate la punctul care reprezintă mijlocul distanței între electrozii de măsură M și N.

Mai trebuie precizat că, în cazul carotajului rezistivității aparente, mediul în care se face determinarea valorii ρ_a este foarte neomogen. Din această cauză, ρ_a determinat va reprezenta media ponderată atît a rezistivităților specifice a stratelor cît și a noroiului de foraj. De asemenea,

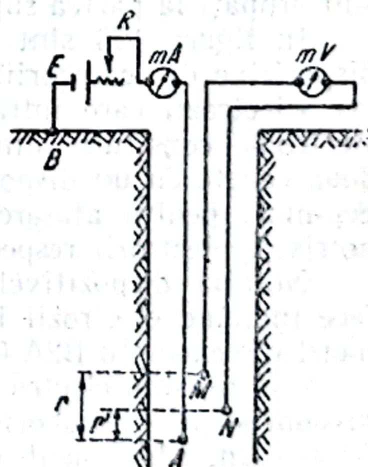


Fig. 192. Schema de principiu a unui dispozitiv de determinare a rezistivității aparente în gaura de sondă.

valoarea ρ_a va fi influenţată de diametrul găurii de sondă şi de caracteristicile geometrice ale dispozitivului folosit.

Cu toate acestea, prin folosirea unor dispozitive adecvate se pot obţine bune rezultate în ceea ce priveşte reflectarea stratelor traversate de gaura de sondă în variaţiile acestei mărimi. Pentru aceasta, diferenţierea stratificaţiei după anomaliile rezistivităţii aparente rămîne unul dintre principalele mijloace ale carotajului geofizic.

Aparatura pentru carotajul rezistivităţii aparente este compusă din următoarele:

— Un dispozitiv de fund, reprezentat de o electrodă care conţine un număr de electrozi (de măsură şi de alimentare), care poate diferi după tipul dispozitivului.

La început au fost folosite dispozitive cu 4 poli (AMNB), adică cu toţi cei patru electrozi coborîţi în gaura de sondă.

Ulterior s-au dezvoltat dispozitivele cu 3 poli, care în momentul de faţă s-au generalizat. După aranjamentul electrozilor, dispozitivele cu 3 poli pot fi împărţite în două mari categorii: dispozitive p o t e n ţ i a l e (normale) şi dispozitive g r a d i e n t (inverse).

Dispozitivele p o t e n ţ i a l e sînt acele dispozitive la care distanţa dintre electrozii neperechi sau cu rol diferit (*A* şi *M*) este mult mai mică decît distanţa fiecăruia dintre aceştia la cel de-al treilea electrod (*N* sau *B*).

Dispozitivele g r a d i e n t sînt acele dispozitive la care distanţa dintre electrozii neperechi (*A* şi *M*) este mult mai mare decît distanţa fiecăruia dintre aceştia la cel de-al treilea electrod (*N* sau *B*).

Ambele tipuri de dispozitive pot fi *cu alimentare simplă* sau *monopolare* (dacă sînt constituite dintr-un singur electrod de alimentare şi doi de măsură) ori *cu alimentare dublă* sau *bipolare*, *reciproce* (dacă sînt constituiţi din 2 electrozi de alimentare şi unul de măsură). De asemenea, după gruparea electrozilor se disting dispozitive *consecutive* (atunci cînd electrozii pereche sînt grupaţi la partea inferioară) şi *neconsecutive* (atunci cînd electrozii pereche sînt grupaţi la partea superioară).

În figura 193 sînt ilustrate cîteva dintre tipurile mai importante de dispozitive din categoriile indicate mai sus.

Electrozii care intră în constituţia unui dispozitiv sînt grupaţi într-o electrodă, construită dintr-o bucată de cablu bine izolat, prevăzut la cele două capete cu un dispozitiv de ataşare a greutăţii (lest) şi cu un dispozitiv cep-mufă pentru ataşarea la cablul de manevră, avînd fixaţi la distanţe potrivite electrozii respectivi.

Notaţia dispozitivelor sau a electrodelor de rezistivitate aparentă se face indicînd electrozii în ordinea lor de sus în jos şi distanţa dintre ei în metri (de exemplu B2A 0,3 M sau A2M 0,3 N).

— Un cablu electric, care serveşte pentru conducerea curentului electric, precum şi pentru coborîrea şi ridicarea electrodei în gaura de sondă.

— Un echipament de suprafaţă conţinînd cel de-al patrulea electrod (*B* sau *N*), sursa de curent, instalaţia de înregistrare, precum şi dispozitivele de manevră.

La baza înregistrării stă potenţiometrul, ca aparat de determinare a diferenţelor de potenţial între electrozii de măsură. La început, înregistrarea

variaţiilor acestei mărimi a fost manuală şi apoi semi-automată. Aparatura modernă de carotaj al rezistivităţii aparente este automată. Trebuie de asemenea precizat că înregistrarea variaţiilor rezistivităţii aparente se face simultan cu aceea a variaţiilor potenţialului natural. Pentru exemplificare

Schema	A, O, M, N	N, M, O, A	M, O, A, B	B, A, O, M	A, M, O, N	N, O, M, A	M, A, O, B
Lungimea dispozitivului	$\overline{AM}$	$\overline{AM}$	$\overline{AM}$	$\overline{AM}$	$\overline{AO}$	$\overline{AO}$	$\overline{MO}$
Notaţia simbolică	A — M — N $\overline{AM}$ $\overline{MN}$	N — M — A $\overline{MN}$ $\overline{AM}$	M — A — B $\overline{AM}$ $\overline{AB}$	B — A — M $\overline{AB}$ $\overline{AM}$	A — M — N $\overline{AM}$ $\overline{MN}$	N — M — A $\overline{MN}$ $\overline{AM}$	M — A — B $\overline{AM}$ $\overline{AB}$
Denumirea completă	Dispozitiv potenţial consecutiv cu alimentare simplă	Dispozitiv potenţial neconsecutiv cu alimentare simplă	Dispozitiv potenţial consecutiv cu alimentare dublă	Dispozitiv potenţial neconsecutiv cu alimentare dublă	Dispozitiv gradient consecutiv cu alimentare simplă	Dispozitiv gradient neconsecutiv cu alimentare simplă	Dispozitiv gradient consecutiv cu alimentare dublă.

Fig. 193. Tipuri de dispozitive folosite la carotajul rezistivităţii aparente.

vom prezenta mai jos staţia automată de carotaj electric AKS/L-50, construcţie sovietică, cu detaliile necesare înţelegerii principiului şi funcţionării ei, staţie care este folosită frecvent în ţara noastră.

Staţia automată AKS/L-50 conţine următoarele:

— circuitul de alimentare, compus dintr-o sursă de curent continuu (E), un voltmetru (V), un ampermetru (mA), un comutator de curent (P_c) al unui pulsator care transformă curentul continuu în curent pulsat, şuntul (Sh_m) pentru măsurarea curentului pulsat, un reostat în trepte (R) şi electrozii de alimentare (A şi B);

— circuitul de măsură a rezistivităţii aparente, compus din 3 galvanometri cu o oglindă legaţi în serie, pentru a înregistra deviaţii în raporturile 1/1, 1/5 şi 1/25, un compensator de sensibilitate (R_ρ) care permite înregistrarea curbei la scări diferite (după mărimea anomaliilor ρ_a), comutatorul de măsură (P_m) al aceluiaşi pulsator care redresează diferenţa de potenţial pulsată, un bloc de condensatori electrolitici (C_ρ) pentru filtrarea diferenţei de potenţial natural, reostatul (R'_ρ) şi electrozii de măsură (M şi N);

— circuitul de măsură a diferenţei de potenţial natural, compus din doi galvanometri cu oglindă legaţi în serie, pentru a înregistra deviaţii în

raporturile 1/1 și 1/5, un compensator de sensibilitate (R_{PN}) pentru a permite înregistrarea curbei la scări diferite, un compensator de polarizare (CP) a cărui funcțiune este de a decala curba de variație a potențialului natural în spațiul de înregistrare al diagramei (compus din sursa e, reostatul R, miliampermetrul mA și inversorul I_3), o bobină de șoc cu inductanță mare (L_1), pentru filtrarea diferenței de potențial pulsat proporțională, cu rezistivitatea aparentă și electrozii de măsură (M' și N').

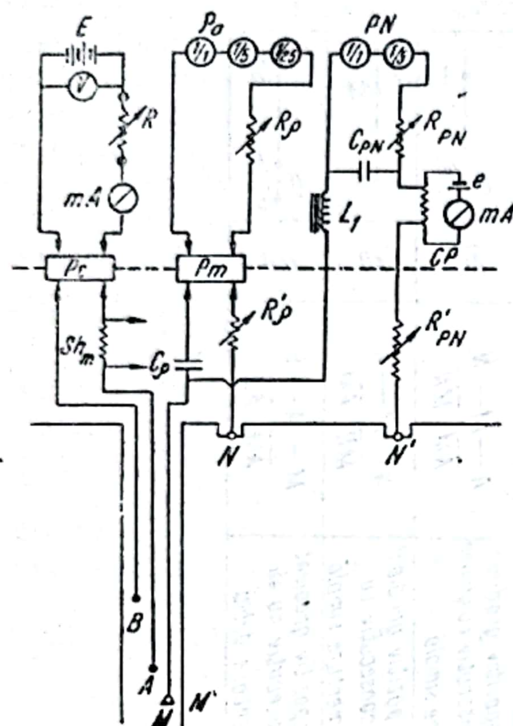


Fig. 194. Schema de principiu a stației automate AKS/L-50.

În figura 194 este reprodusă schema de principiu a acestei stații.

Funcționarea acestei stații are loc după cum urmează. Curentul electric care ia naștere datorită diferenței de potențial pulsat între electrozii de măsură M și N, ca urmare a aplicării unei diferențe de potențial pulsat la electrozii de alimentare A și B, va pătrunde în circuitul de măsură a instalației M (M') — N—N' o dată cu curentul continuu, care ia naștere datorită diferenței de potențial natural dintre electrozii de măsură M' și N'. Blocul de condensatori C_p împiedică trecerea curentului continuu, corespunzător diferenței de potențial natural, în circuitul de măsură al rezistivității aparente, iar curentul pulsat care pătrunde în acest circuit este redresat de comutatorul de măsură P_m și pătrunzînd în galvanometri provoacă devierea oglinzilor acestora. În același timp, bobina de șoc L_1 împiedică trecerea curentului pulsat, corespunzător diferenței de potențial pulsat între electrozii M și N, în circuitul de măsură al potențialului natural, iar curentul continuu care pătrunde în acest circuit produce devierea oglinzilor celor două galvanometre.

Pe oglinzile galvanometrelor sînt trimise fascicule de lumină, care vor fi deviate prin reflexie de acestea și vor cădea pe o hîrtie fotografică, unde vor înregistra o urmă; simultan, ele sînt trimise pe un geam mat (riglă de observație), pentru a se putea urmări deviațiile lor în timpul înregistrării. Hîrtia fotografică se înfășoară pe un tambur (trasă cu ajutorul unui motor electric sincron), cu o viteză care este reglată în funcție de deplasarea electrodei în gaura de sondă. Simultan sînt înregistrate pe hîrtia fotografică marcaje orizontale (la intervale de timp constante) și verticale, sub forma unor linii subțiri, care vor servi la notarea valorilor de adîncime. După developare se obține o diagramă de carotaj, care conține în partea stîngă variațiile potențialului natural și în partea dreaptă acelea ale rezistivității aparente de-a lungul găurii de sondă, pe care se notează valorile de adîncime și care va servi la identificarea, separarea și localizarea straturilor și complexelor

de roci care se diferențiază după valorile celor două mărimi înregistrate (ΔV_{PN} și ρ_a).

Carotajul rezistivității aparente, în forma în care a fost prezentat mai sus, reprezintă procedeul obișnuit sau normal de diagrafie a rezistivității aparente în găurile de sondă și se execută împreună cu acela al potențialului natural, în mod obligatoriu la toate găurile de sondă[1]. Există cazuri în care, datorită condițiilor geologice specifice (grosimea stratelor, proprietățile fizice ale lor etc.), diferențierea diverselor tipuri de roci traversate de gaura de sondă după anomaliile rezistivității aparente obținute prin procedeul acesta nu este posibilă. În astfel de cazuri se folosesc alte procedee de carotaj care, prin adaptarea adecvată a dispozitivelor, reușesc să realizeze această diferențiere de anomaliile rezistivității aparente. Cele mai importante dintre acestea și care au și o aplicabilitate mai largă vor fi prezentate în cele ce urmează.

3.1. **Carotajul electric lateral** (BKZ sau CEL). În cazul stratelor cu porozitate și permeabilitate mare, la care presiunea fluidelor este mai mică în valoare decît presiunea hidrostatică a noroiului de foraj la nivelul respectiv, are loc pătrunderea acestuia în strat. Această pătrundere se realizează pe o zonă mai subțire sau mai groasă, în funcție de condițiile locale și se împarte în două subzone: *subzona de colmatare*, în care are loc depunerea din ce în ce mai puțin intensă de la perete către interior a particulelor de argilă din noroiul de foraj și *subzona de invadare* a filtratului de noroi, în care pătrunde soluția din noroiul de foraj filtrată în prealabil de subzona de colmatare și care dislocuiește fluidul care a existat în strat; în plus, pe peretele găurii de sondă, în dreptul acestor strate, are loc o depunere intensă a particulelor de argilă din noroiul de foraj care poartă numele de *turtă de noroi* și a cărei grosime în general este de numai cîțiva milimetri.

În astfel de cazuri, cînd există o zonă de pătrundere a noroiului de foraj în stratificație, rezistivitatea specifică a rocilor care constituie stratificația este modificată în valoare pe grosimea acestei zone. De aceea, pentru a realiza diferențierea stratelor după anomaliile rezistivității aparente, trebuie folosite dispozitive cu lungime mai mare decît cele normale, pentru ca distanța de investigație a lor în stratificație să depășească grosimea zonei de pătrundere, astfel încît influența perturbatoare a acesteia să nu se reflecte practic în variația valorilor rezistivității aparente.

În acest scop este folosit carotajul electric lateral, care constă în efectuarea a 6 carotaje succesive, de rezistivitate aparentă, utilizînd dispozitive de fund cu caracteristici diferite și cu distanță de investigație din ce în ce mai mare. Seria dispozitivelor folosite în mod frecvent la noi în țară este următoarea:

M 0,5A 0,15 B
M 1 A 0,15 B
M 2 A 0,3 B
M 4 A 0,3 B
B 0,5A 6 M
M 8 A 1 B.

[1] În forma aceasta se obișnuiește a fi denumit în practică *carotaj electric*.

După cum se poate remarca, toate sînt dispozitive gradient consecutiv cu alimentare dublă, cu excepţia celui de-al cincilea, care este un dispozitiv gradient neconsecutiv cu alimentare dublă. Folosirea dispozitivelor gradient este preferată, deoarece asigură o interpretare mai sigură a anomaliilor de rezistivitate decît în cazul în care ar fi folosite dispozitive potenţiale.

Inregistrarea anomaliilor de rezistivitate aparentă în cadrul carotajului electric lateral se face cu aceeaşi instalaţie, de exemplu cu o staţie automată AKS/L-50. Schimbarea dispozitivelor se face fie prin extragerea electrodei din gaura de sondă şi modificarea unor legături care să realizeze dispozitivele respective, fie mai practic chiar de la suprafaţă (lăsînd electroda coborîtă în gaura de sondă), cu ajutorul unui releu special (releu BKZ).

3.2 **Microcarotajul.** Este folosit pentru determinarea stratelor subţiri în complexele care conţin alternanţă de strate poroase şi permeabile, cu strate dure şi rezistente din punct de vedere electric sau atunci cînd noroiul de foraj este mineralizat, cazuri în care carotajul rezistivităţii aparente în forma obişnuită nu conduce la rezultate satisfăcătoare.

Ca dispozitiv de fund se foloseşte o microelectrodă, reprezentată de o patină izolantă care conţine 3 electrozi (A, M_1 şi M_2), ce sînt presaţi pe pereţii găurii de sondă cu ajutorul unor arcuri de oţel şi izolaţi de noroiul din gaura de sondă pentru a fi protejaţi de efectul de scurtcircuit al noroiului. În modul acesta sînt realizate simultan trei microdispozitive şi anume:

$$A\ 0{,}025\ M_1$$
$$A\ 0{,}05\ \ M_2$$
$$A\ 0{,}038\ O,$$

ceilalţi 2 electrozi (B şi N) fiind fixaţi la suprafaţă.

Pentru înregistrarea celor trei curbe de variaţie a rezistivităţii aparente se foloseşte o staţie obişnuită de carotaj.

În figura 195 este reprodusă schema unei instalaţii de microcarotaj.

Anomaliile rezistivităţilor aparente ρ_a' şi ρ_a'', corespunzătoare primelor două dispozitive, se referă la distanţe de investigaţie mai mari (cea mai mare fiind de fapt ρ_a''), în timp ce ρ_a''' corespunzătoare ultimului dispozitiv se referă la distanţe mici, care, în general, depăşesc cu puţin grosimea turtei de noroi.

3.3 **Laterologul şi microlaterologul.** Aceste două procedee de carotaj sînt folosite tot pentru determinarea stratelor subţiri sau pentru completarea datelor de carotaj în găurile cu noroi mineralizat ori cu noroi dulce.

Principiul acestor două procedee se bazează pe crearea unui fascicul de linii de curent legat de unul din electrozii de alimentare (A), de forma unui corp de revoluţie cu axul orizontal, care să străpungă practic ortogonal stratificaţia cu zona ei de invadare, inclusiv turta de noroi de pe peretele găurii de sondă. În modul acesta se asigură puterea de pătrundere a curentului electric în stratificaţie şi dirijarea lui pe direcţia optimă pentru cercetare, evitîndu-se dispersarea liniilor de curent electric în funcţie de proprietăţile

electrice diferite ale turtei de noroi și ale stratificației (local modificate de invadarea noroiului pe o anumită distanță de la peretele găurii de sondă).

Aceasta se realizează practic în modul indicat mai jos.

În cazul *laterologului* se folosește o microelectrodă, conținînd 7 electrozi punctiformi, și anume: un electrod central de alimentare A_0, prin care se trimite un curent continuu de intensitate constantă și cunoscută și 2 electrozi periferici A_1 și A_2, de asemenea de alimentare, prin care se trimite un curent de intensitate variabilă, controlată automat, astfel ca între electrozii intermediari M_1 și M'_1, respectiv M_2 și M'_2, diferențele de potențial să fie practic nule. Toți acești electrozi sînt montați pe o patină izolantă, presată pe peretele găurii de sondă, pentru a nu se produce scurt circuitarea lor prin noroiul de foraj.

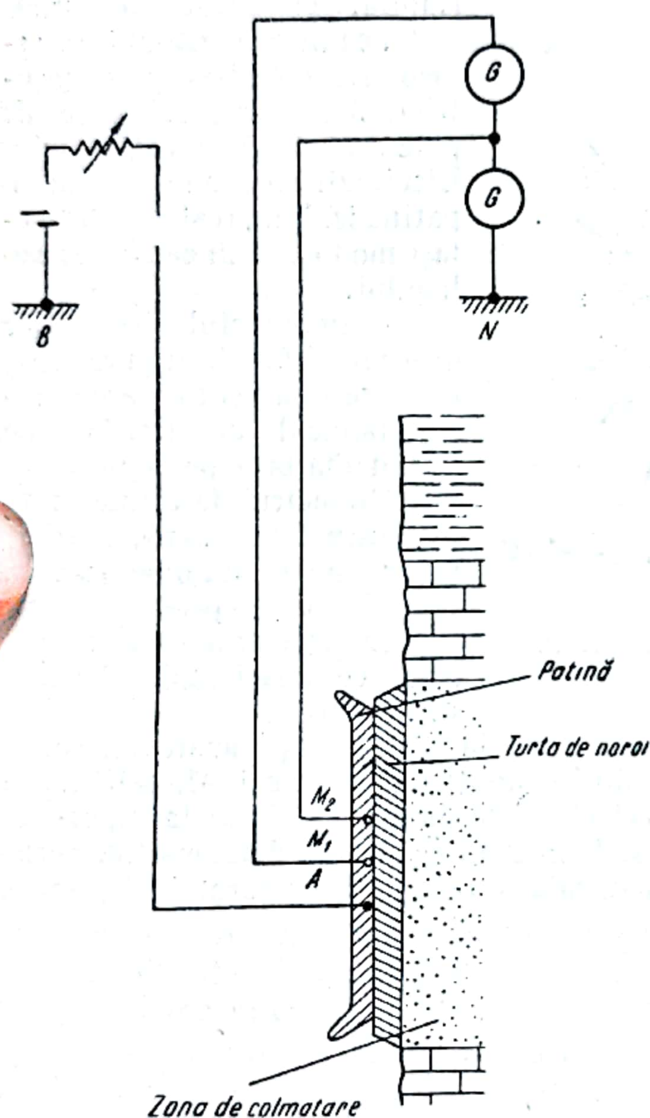


Fig. 195. Schema de principiu a unei instalații de microcarotaj.

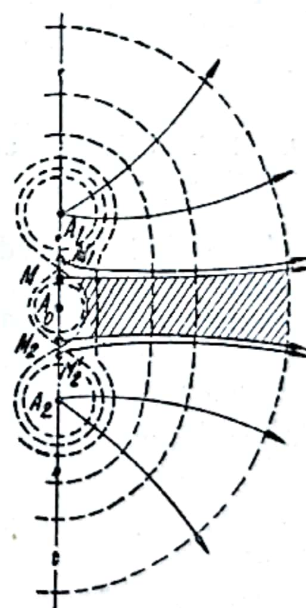


Fig. 196. Schema unui dispozitiv pentru laterolog.

Aranjamentul electrozilor este prezentat în figura 196, din care apare și poziția fasciculului liniilor de curent (hașurat pe figură) dirijat perpendicular pe direcția stratificației.

Diametrul fasciculului la dimensiunile microelectrodei pentru laterolog este de 81 cm la peretele găurii și se mărește progresiv pe măsură ce fasciculul pătrunde în stratificație.

În cazul *microlaterologului* se foloseşte o microelectrodă conţinînd 4 electrozi, şi anume: un electrod central, punctiform, de alimentare A_0, prin care se trimite un curent continuu de intensitate constantă şi cunoscută şi un electrod periferic, circular şi concentric cu primul, A_1, de asemenea de alimentare, prin care se trimite un curent de intensitate variabilă, controlată automat, astfel ca între electrozii intermediari, circulari şi concentrici, M_1 şi M_2, diferenţa de potenţial să fie practic nulă. Electrozii sînt montaţi pe o patină izolată, realizată în acelaşi mod ca şi în cazul laterologului.

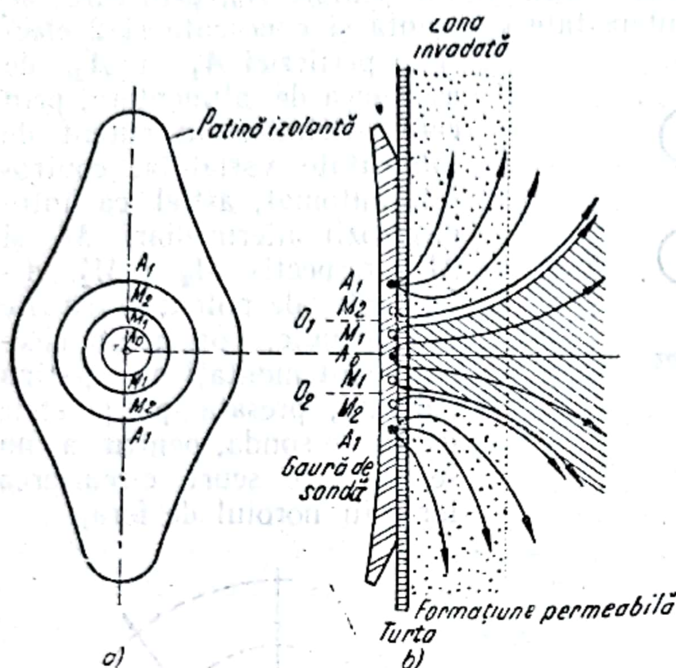


Fig. 197. Schema unui dispozitiv pentru microlaterolog.

Aranjamentul electrozilor este prezentat în figura 197, din care apare şi forma şi poziţia fasciculului liniilor de curent (haşurat pe figură).

Diametrul fasciculului la dimensiunile microelectrodei pentru microlaterolog este de 14—25 mm la peretele găurii şi se măreşte progresiv, pe măsură ce fasciculul străbate stratificaţia.

La ambele procedee se determină variaţia rezistivităţii aparente, corespunzătoare diferenţei de potenţial dintre unul din electrozii M_1 sau M_2 ai dispozitivului de fund şi al doilea electrod de măsură N situat la suprafaţă, în vecinătatea gurii găurii de sondă. Pentru înregistrarea diagramei de rezistivitate aparentă se foloseşte tot o instalaţie obişnuită de carotaj, de obicei o staţie automată.

CAPITOLUL XXVII

METODE DE PROSPECŢIUNE ŞI CAROTAJ ELECTRIC BAZATE PE CURENT ALTERNATIV

În acest capitol sînt grupate metodele de prospecţiune electrometrică şi carotaj electric care se bazează pe curent alternativ sau pe curent continuu pulsat.

Metodele de prospecțiune electrometrică cu curent alternativ sau curent continuu pulsat folosesc un domeniu mare de frecvențe, cuprins între 5 cicli/s și 5 megacicli/s. În interiorul acestui larg domeniu pot fi distinse patru categorii de metode de prospecțiune cu curent alternativ, și anume:

— *metode potențiale*, care folosesc curenți de joasă frecvență, cu 5—100 cicli/s;

— *metode potențiale* sau *electromagnetice*, care folosesc curenți de frecvențe intermediare, cu 200—1 000 cicli/s;

— *metode electromagnetice*, care folosesc curenți de înaltă frecvență, cu 10—80 kilocicli/s;

— *metode radioelectrice*, care folosesc curenți de foarte înaltă frecvență, cu 100 kilocicli/s — 5 megacicli/s.

Avînd în vedere varietatea metodelor de prospecțiune electrometrică care folosesc curenți electrici de această natură, ele pot fi clasificate după criterii diferite în moduri diferite. Cel de mai sus este un astfel de exemplu, criteriul folosit aici fiind domeniul de frecvență.

În introducere este prezentată o altă clasificare, ținînd cont simultan de două criterii, și anume: pe de o parte, domeniul de frecvență, distingînd frecvențe audio și frecvențe radio, iar pe de altă parte adîncimea de investigație a metodelor respective, care diferențiază natura problemelor geologice ce pot fi rezolvate prin aceste metode. Considerînd mai potrivită acestei prezentări care se adresează unor viitori ingineri geologi, vom distinge deci: *metode electromagnetice* care folosesc frecvențe audio și *metode radioelectrice* care folosesc frecvențe radio.

După natura metodei de prospecțiune, mărimile determinate în cadrul acelei metode sînt diferite. Astfel pot fi măsurate potențiale sau raporturi de potențiale, diferențe de fază sau raporturi de amplitudine a curenților electrici, direcții sau intensități a componentei electrice sau magnetice a cîmpului electromagnetic, capacități, frecvențe, lungimi de undă, parametri fără semnificație fizică directă, cum ar fi vectorul spirei sau vectorul folosit la metoda inducției etc. În funcție de mărimea determinată este diferită și aparatura: circuite în punte, aparatură *de zero*, cadre și bobine etc. Și din aceste puncte de vedere sînt posibile clasificări ale metodelor electrometrice de prospecțiune.

Metodele de carotaj electric din această categorie pun mai puține probleme în ceea ce privește clasificarea.

Avînd în vedere diversitatea metodelor de prospecțiune și carotaj care se bazează pe curent alternativ sau pe curent continuu pulsat, vom prezenta în cadrul acestui capitol numai acele metode care au o aplicabilitate mai largă sau au perspective imediate de aplicare și îndeosebi acele metode care servesc la rezolvarea unor probleme geologice specifice de interes mai mare.

1. PROSPECŢIUNEA PRIN METODA POTENŢIALULUI PROVOCAT (PP)

Metoda potenţialului provocat se bazează pe punerea în evidenţă a anomaliilor produse de activitatea electrochimică provocată în urma excitării subsolului, cu ajutorul unui curent electric continuu pulsat.

Parametrii care se măsoară în prospecţiunea electrometrică prin metoda potenţialului provocat sînt următorii:

a) potenţialul provocat ΔV_{PP};

b) valoarea $\int_0^t \frac{\Delta V_{PP}}{\Delta V_{MN}} \cdot dt$. Este de remarcat că raportul $\frac{\Delta V_{PP}}{\Delta V_{MN}}$ are semnificaţia de susceptibilitate a rocii din punctul de vedere al potenţialului provocat sau, cu alte cuvinte, capacitatea de apariţie a potenţialului provocat în roca respectivă. Această mărime mai poartă numele de parametru de potenţial provocat $\left(K = \frac{\Delta V_{PP}}{\Delta V_{MN}}\right)$;

c) rezistivitatea aparentă ρ_a.

Pentru interpretarea rezultatelor este necesar ca să fie cunoscute în regiunea respectivă şi anomaliile potenţialelor naturale, cu care se corectează valorile ΔV_{PP}.

În general este folosit un curent continuu pulsat alternativ, cu o frecvenţă de 7 cicli/s. În fiecare ciclu, curentul electric trece circa 30 milisec. într-un sens şi 30 milisec. în sens opus. În practică sînt folosite uneori şi două frecvenţe: una mai mică de 0,05 — 0,10 cicli/s şi una mai mare de 10 cicli/s.

Aparatura pentru metoda potenţialului provocat trebuie să satisfacă mai multe condiţii:

— să permită închiderea circuitului de excitaţie, pentru a se trimite în subsol o pulsaţie de durată cunoscută;

— să permită deschiderea circuitului de excitaţie după încheierea duratei pulsaţiei;

— să permită închiderea circuitului potenţial după un timp determinat, în general de 2 milisec. (v. fig. 198), de la deschiderea circuitului de excitaţie.

Dispozitivul de măsurare folosit este un dispozitiv AMNB, asemănător cu acela folosit în metoda rezistivităţilor aparente (tip Schlumberger sau Wenner). El se compune dintr-o *linie de excitaţie AB*, care conţine o sursă de curent continuu de 850— 4 000 V, 2 electrozi confecţionaţi din bare de oţel tubulare, un timer electronic care comandă un sistem de relee electrice şi a cărui funcţiune este de a regla pulsaţiile şi cablurile electrice necesare. În afară de aceasta, dispozitivul mai conţine o *linie potenţială MN*, care cuprinde 2 prize nepolarizabile, o reţea integratoare, o pereche de amplifica-

toare de curent continuu, un oscilograf înregistrator care înregistrează simultan ΔV_{PP} şi $\int_0^t \frac{\Delta V_{PP}}{\Delta V_{MN}} \cdot dt$ şi cablurile electrice necesare.

Cu acelaşi dispozitiv se măsoară şi rezistivitatea aparentă ρ_a.

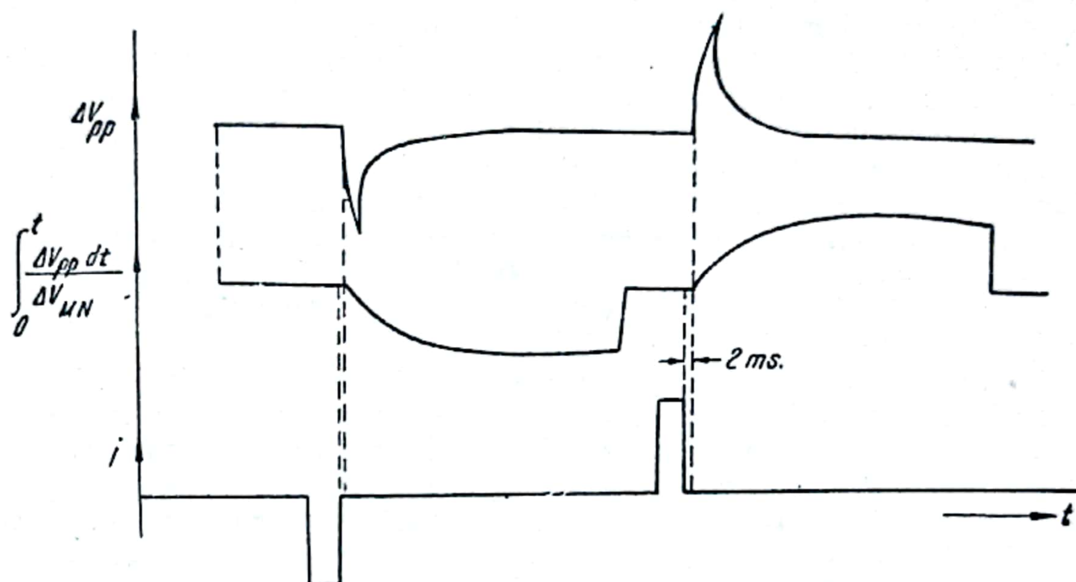


Fig. 198. Variaţia parametrilor măsuraţi la metoda potenţialului provocat, în paralel cu variaţiile curentului de excitaţie.

2. PROSPECŢIUNEA PRIN METODA LINIILOR ECHIPOTENŢIALE

Metoda liniilor echipotenţiale în curent alternativ nu diferă în principiu de aceea în curent continuu. Avantajul folosirii curentului alternativ este însă mare, deoarece la condiţiile geologice specifice se poate modifica frecvenţa curentului introdus în subsol, alegîndu-se pentru studiu aceea pentru care se obţin datele de informaţie cele mai clare. Din această cauză, metoda liniilor echipotenţiale în momentul de faţă se foloseşte mai mult în curent alternativ.

Deoarece cîmpul electric alternativ se roteşte continuu într-un punct oarecare, de fapt nu se poate vorbi de suprafeţe echipotenţiale staţionare care, la intersecţia cu suprafaţa solului, să creeze linii echipotenţiale staţionare. Pentru cazul particular cînd cîmpul este polarizat liniar sau pentru cazurile cînd frecvenţa curentului alternativ este destul de joasă, iar rezistivitatea specifică a rocilor din subsol este relativ mare (pentru care cîmpul electromagnetic deşi polarizat eliptic este caracterizat printr-o elipsă de polarizaţie foarte turtită), se poate considera cu o satisfăcătoare aproximaţie că suprafeţele, respectiv liniile echipotenţiale,[1] au o direcţie preferenţială. În cazul general însă, pentru frecvenţe înalte şi rezistivităţi specifice mici,

[1] Ortogonale la direcţia cîmpului.

cîmpul electromagnetic fiind polarizat eliptic, noţiunea de potenţial îşi pierde sensul şi prin aceasta şi aceea de suprafaţă sau linie echipotenţială.

Precizările de mai sus care privesc laturile intime ale fenomenului fizic nu exclud însă posibilitatea aplicării practice a metodei cu rezultate satisfăcătoare, bineînţeles în cadrul limitărilor de frecvenţă şi caracteristici geoelectrice a subsolului care au fost specificate mai sus.

Pentru introducerea curentului alternativ în subsol se folosesc şi prize punctuale, dar mai frecvent prize liniare. Acestea din urmă sînt reprezentate de fire de cupru neizolate, fixate din loc în loc la pămînt prin ţăruşi de oţel sau cleme speciale. Prizele liniare sînt aşezate paralel pe suprafaţa solului, cu lungimea de 500—800 m şi distanţa dintre ele de acelaşi ordin de mărime.

Sursa de curent este reprezentată de un generator de curent alternativ de 30—40 V sau 110—120 V, 200—1 000 KVA, cu frecvenţă de 500—1 000 cicli/s. Poate fi folosit şi curent continuu, pulsat alternativ cu ajutorul unui pulsator, de caracteristici comparabile.

Suprafaţa care se prospectează prin metoda liniilor echipotenţiale este reprezentată de aria dintre electrozii liniari şi, în general, are o formă pătratică. Punctele de egal potenţial care determină traectul liniilor echipotenţiale pe teren se determină în general cu ajutorul unui cablu detector, compus din 2 electrozi simpli, cu cablu de lungime constantă, un amplificator şi o cască telefonică. Procedeul de lucru este identic cu acela folosit în curent continuu cu cablu detector. Cînd cei doi electrozi ai cablului detector ajung la acelaşi potenţial, în casca telefonică se produce extincţia sonoră sau cel puţin un minim de intensitate sonoră. De obicei, extincţia sonoră nu este totală din cauza polarizaţiei eliptice a cîmpului.

În legătură cu aceasta sînt necesare cîteva preciziuni. Să considerăm cazul unui cîmp polarizat eliptic, aşa cum este reprezentat în figura 199. Pe o direcţie oarecare, de exemplu LL_1, pe care ar fi situată linia de măsură (cablul detector), intensitatea diferenţei de potenţial existentă între cei doi electrozi care comandă intensitatea sunetului în casca telefonică va fi proporţională cu proiecţia MM_1 a elipsei de polarizaţie pe direcţia respectivă. Mărimea acestei proiecţii, la rîndul ei, este funcţie de unghiul α, pe care îl face direcţia respectivă cu axa mare a elipsei de polarizaţie. Variaţia mărimii proiecţiei elipsei în funcţie de unghiul α este reprezentată prin linia între-

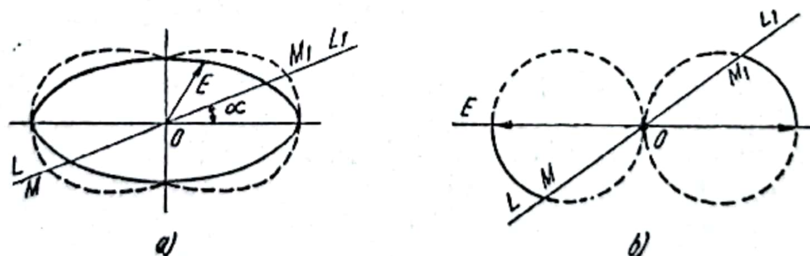


Fig. 199. Variaţia diferenţei de potenţial în funcţie de direcţia în plan, pentru cazul cîmpurilor polarizate eliptic şi liniar.

ruptă. Se constată că valoarea minimă a diferenţei de potenţial şi deci intensitatea minimă a sunetului în casca telefonică se va obţine atunci cînd cablul detector va fi orientat pe direcţia axei mici a elipsei de polarizaţie. Intensi-

tatea minimă a sunetului va fi de asemenea funcţie de raportul dintre axele elipsei. Din această cauză este necesar de lucrat cu cîmpuri electromagnetice, caracterizate printr-o elipsă de polarizaţie foarte turtită (cu raport foarte mare între axa mare şi axa mică a elipsei), în condiţiile care au fost deja precizate mai înainte. O altă concluzie care se degajă din cele de mai sus este că, în cazul polarizaţiei eliptice a cîmpului, liniile echipotenţiale determinate prin acest procedeu reprezintă nişte curbe permanent tangente la axele mici ale elipselor de polarizaţie din diferite puncte.

În cazul unui cîmp polarizat liniar, aşa cum apare din figura 199, variaţia diferenţei de potenţial pe diferite direcţii nu va mai fi proporţională cu o variaţie reprezentabilă geometric printr-o lemniscată, ca în cazul polarizaţiei eliptice, ci prin două cercuri. În acest caz, pe direcţia perpendiculară direcţiei cîmpului se va obţine o extincţie sonoră totală în casca telefonică, deoarece pe această direcţie diferenţa de potenţial va fi nulă. Este de asemenea de precizat că, în acest caz, liniile echipotenţiale vor fi tangente la perpendiculara dusă pe direcţia cîmpului în orice punct de pe teren.

Prospecţiunea electrometrică prin metoda liniilor echipotenţiale în curent alternativ, ca şi în curent continuu de altfel, se poate face şi pe profiluri orientate. În acest caz se folosesc compensatori de amplitudine şi fază, cu ajutorul cărora se realizează compensarea exactă a diferenţei de potenţial dintre electrozii de măsură de pe profil.

Prin unul sau altul din procedeele descrise mai sus se construieşte imaginea distribuţiei liniilor echipotenţiale pe suprafaţa solului în zona de prospectat. Dacă subsolul este omogen şi izotrop din punct de vedere electric, liniile echipotenţiale vor avea o distribuţie regulată, de exemplu sub formă de drepte paralele, dacă se folosesc electrozi de curent liniari. Prezenţa unui element de rezistivitate specifică mai mică în subsol vor produce deasupra lui pe suprafaţa solului o rărire a curbelor echipotenţiale; o îndesire a acestora va fi înregistrată în cazul cînd elementul geologic din subsol va avea o rezistivitate specifică mai mare decît a mediului înconjurător.

3. PROSPECŢIUNEA PRIN METODA INDUCŢIEI

În prospecţiunea electrometrică există o serie întreagă de procedee, care folosesc curent continuu sau alternativ ce circulă pe sol prin cabluri izolate, uneori fără contact cu pămîntul, energia electrică fiind aplicată subsolului prin inducţie. În fapt, cîmpul alternativ primar aplicat subsolului induce curenţi secundari în cuprinsul oricărui mediu cu conductibilitate electrică mai ridicată (formaţiuni geologice, zăcăminte etc.), iar cîmpurile electromagnetice ale curenţilor secundari se însumează cu cîmpul electromagnetic al curentului primar. Rezultatul este că, în cîmpul electromagnetic determinat la suprafaţă, elementele geologice din subsol se reflectă sub formă de anomalii ale acestuia. Deoarece folosirea curentului continuu este foarte limitată, ne vom ocupa numai de metodele bazate pe curent alternativ.

Mărimile legate de cîmpul electromagnetic folosite în diversele metode de inducţie cu curent alternativ sînt următoarele:

— forma, mărimea şi direcţia elipsei de polarizaţie;

— forţa electromotoare totală indusă, din care se deduce valoarea absolută a intensităţii cîmpului magnetic sau a componentelor sale;

— forţa electromotoare indusă, pe două direcţii perpendiculare şi relaţia dintre fazele lor;

— valoarea relativă, în amplitudine şi fază, a componentelor cîmpului magnetic în raport cu amplitudinea şi faza curentului primar;

— diferenţa de fază şi raportul amplitudinilor pentru diferite componente ale cîmpului electro-magnetic.

Curentul alternativ folosit în mod obişnuit are frecvenţe cuprinse între 25 şi 60 000 cicli/s. El este produs de generatoare de curent alternativ cu frecvenţe audio; pot fi folosite şi baterii uscate cu buzzeri sau oscilatori cu tub vacuum. Transmiţătoarele sînt fie linii de emisiune lungi, de 3—5 km, cu prize de pămînt, fie circuite în formă de spiră, dreptunghiulare sau circulare, fără priză de pămînt. Aceştia se orientează întotdeauna, cu excepţia celor circulari bineînţeles, paralel cu direcţia obiectului geologic de cercetat, iar prospecţiunea se face pe profiluri perpendiculare la această direcţie.

Receptoarele sînt foarte variate, în funcţie de mărimea cîmpului electromagnetic la sol care trebuie determinată. Întotdeauna însă ei conţin părţi principale unul sau mai multe cadre de inducţie (bobine cu un număr mare de spire) şi amplificatoare; în multe cazuri se folosesc metode de zero pentru determinare, cu telefoane ca inductoare de zero.

După cum s-a precizat din capul locului, există multe metode care se bazează pe măsurarea elementelor cîmpului electromagnetic indus în pămînt cu ajutorul unor transmiţătoare liniare, sau în formă de spire, aşezate pe suprafaţa solului. Tot în această categorie de *metodă de inducţie* intră şi metodele care folosesc transmiţătoarele aşezate vertical (perpendicular pe suprafaţa solului), care au însă o aplicabilitate mai restrînsă. Dintre cele mai importante metode de inducţie sînt de precizat *metoda intensităţilor*, *metoda Turam*, *metoda spirei*, *sondajul electromagnetic* etc., dintre care unele vor fi tratate separat, deoarece s-au individualizat ca metode aparte, aplicabile în anumite probleme specifice.

În practica prospecţiunii electrometrice se foloseşte termenul de *metoda inducţiei*, pentru a defini o anumită metodă de prospecţiune din această mare familie, bazate pe acelaşi fenomen fizic fundamental — inducţia electromagnetică.

Metoda inducţiei este folosită în problemele geologice legate de descoperirea sau conturarea unor corpi de dimensiuni reduse şi cu înclinări mari, aşa cum se prezintă în general zăcămintele de minereuri metalifere şi în deosebi cele de tip filonian.

În această metodă, cîmpul electromagnetic este generat de un cadru de emisie vertical prin care circulă un curent de înaltă frecvenţă. Considerînd în primă aproximaţie că solul se comportă ca un izolant şi că nu conţine nici un corp conductor, cîmpul magnetic produs de emiţător la mare distanţă la suprafaţa solului (presupusă orizontală) va fi orizontal. Acest cîmp magnetic se studiază cu ajutorul unui al doilea cadru de recepţie, prevăzut cu un

amplificator și un telefon. În cazul cîmpului orizontal (normal), așezînd cadrul de recepție în poziție orizontală, el nu va fi străbătut de nici o linie de forță și deci în casca telefonului vom avea o extincție sonoră.

Dacă însă în subsol există un corp conductor (zăcămînt metalifer), atunci cîmpul secundar indus de conductor se va suprapune cîmpului primar al emițătorului, producînd un cîmp rezultat înclinat. Extincția sonoră (totală sau parțială) în casca telefonului va avea loc în acest caz pentru o poziție înclinată a cadrului de recepție. Această poziție, definită prin unghiul de înclinare față de planul orizontal al cadrului de recepție este citită pe un limb gradat. La trecerea cadrului de recepție deasupra corpului conductor, unghiul de înclinare a cîmpului rezultant se va anula și va schimba de semn.

Emițătorul este reprezentat de un cadru-antenă circular (cu diametru de 1 m), fixat pe un trepied și mobil în jurul unui ax vertical; receptorul este constituit dintr-un cadru circular (cu diametru de 0,6 m), care se poate orienta în orice direcție cu ajutorul unui ax orizontal și a unuia vertical, precum și de un calibrator cu tuburi electronice.

Prospecțiunea electrometrică prin metoda inducției se realizează în modul următor: în primul rînd se instalează cadrul de emisie în poziție verticală într-un punct oarecare al rețelei de stații de măsurare proiectate (în mod obișnuit o rețea pătratică de stații cu latura de 60—100 m). Se marchează pe teren o serie de puncte plasate pe o circumferință cu raza de 50—70 m și cu centrul în stația de emisie. Se plasează receptorul într-un punct oarecare pe această circumferință, în poziția verticală, și prin vizare reciprocă cele două cadre — de emisie și recepție — sînt aduse în același plan vertical. Punînd în funcțiune generatorul, se reglează frecvența receptorului, astfel încît să detecteze la o frecvență audio unda întreținută emisă de emițător. După ce se realizează această acordare, se rotește cadrul receptor în jurul axului orizontal, pînă cînd se obține extincția sonoră în casca telefonului și în această poziție se citește unghiul de înclinare. Unghiul astfel citit este afectat de semnul + sau — după cum normala luată pe cadran, cu sensul către în jos, este îndreptată către dreapta sau către stînga verticalei. Operația este apoi repetată în alte puncte ale aceleiași circumferințe, în total 12.

Un punct în care are loc schimbarea de semn a unghiului de înclinare, cu convergența normalelor (normalele cadrelor în stații adiacente trebuie să fie convergente), aparține unui ax electric produs de un corp conductor. O dată descoperit un ax electric, se mută emițătorul într-un punct pe acesta și prospecțiunea se efectuează în continuare în modul indicat mai sus, pînă cînd se realizează precizarea în bune condiții a acestuia.

După aceasta, operațiunile reîncep dintr-un alt punct al rețelei de stații, pentru descoperirea unor alte axe electrice.

4. PROSPECȚIUNEA PRIN METODA TURAM

Aceasta este, așa cum s-a precizat mai înainte, tot o metodă de inducție.

Transmițătorul este reprezentat de o linie de emisiune, lungă de circa 3 km, legată la pămînt la capetele ei prin electrozi simpli (țăruși metalici). Linia de emisiune este alimentată cu curent alternativ produs de un grup electrogen de 300 V, cu frecvență de 220 sau 660 cicli/s și de intensitate 2A.

Receptorul este constituit din două cadre de inducţie de formă circulară[1] legate prin cablu blindat la un compensator TURAM. Cadrele au 1 200 de spire din sîrmă de cupru izolată. Compensatorul TURAM este constituit din rezistenţe variabile şi este legat la un amplificator de audiofrecvenţă, cu telefon ca instrument de zero, aşa cum se vede în figura 200.

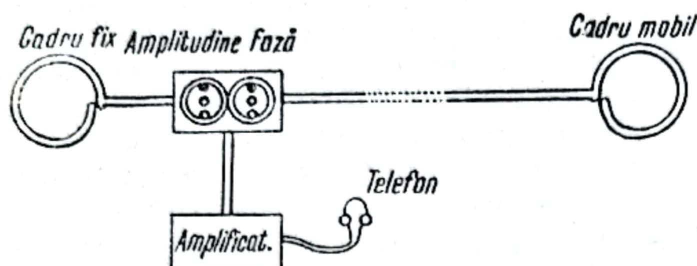


Fig. 200. Schema receptorului folosit la metoda TURAM.

Pentru problemele geologice privind descoperirea de structuri sedimentare linia de emisiune se orientează paralel cu direcţia generală de stratificaţie; pentru zăcămintele de minereuri metalifere, linia de emisiune este aşezată lateral faţă de acestea şi orientată paralel cu direcţia eventuală a lor, deoarece, în cazul în care ar fi situată chiar deasupra lor, curentul de inducţie ar produce un efect sensibil mai mic.

Prospecţiunea prin metoda TURAM constă în executarea de măsurători pe profiluri perpendiculare la linia de emisiune. Distanţa dintre cadrele de recepţie este păstrată constantă în timpul unei prospecţiuni şi este în general de ordinul 10—20 m. Măsurătorile se execută în puncte echidistante pe profiluri, de exemplu la 10 m distanţă. Nu se prospectează zona situată între linia de emisiune şi nişte linii paralele cu ea, situate la 40—60 m distanţă de o parte şi de alta. În timpul prospecţiunii, cele două cadre sînt ţinute în poziţie orizontală.

Mărimile determinate la această metodă de prospecţiune electrometrică sînt *diferenţa de fază* şi *raportul amplitudinilor* pentru componentele magnetice verticale ale cîmpului electromagnetic. Distribuţia anomală a proprietăţilor electrice în subsol, legată de caracteristicile structurii geologice a acestuia, va avea ca efect final variaţii ale cîmpului electromagnetic în diferite puncte pe suprafaţa prospectată.

Pentru efectuarea unei determinări, cadrele de inducţie sînt aşezate orizontal la distanţa constantă aleasă pentru prospecţiune şi se ajustează cele două cadrane ale compensatorului TURAM pînă cînd se realizează extincţia sonoră în telefon. Extincţia sonoră este confruntată cu indicaţia unui miliampermetru, care în acel moment arată o valoare zero sau minimă, în cazul în care extincţia sonoră în telefon nu este totală. Diferenţa de fază a componentelor magnetice este citită direct pe cadranul de fază al compensatorului, iar raportul amplitudinilor celor două componente se calculează din citirile de pe cadranele de fază şi de amplitudine.

Prezentarea rezultatelor prospecţiunii electrometrice prin metoda TURAM se face sub formă de hărţi sau profiluri, indicînd variaţia diferenţei de fază şi a raportului amplitudinilor în regiunea prospectată. Diferenţa de fază este exprimată în grade sexagesimale; raportul amplitudinilor este exprimat

[1] În loc de cadre circulare pot fi folosite şi antene cu $FeO \cdot Fe_2O_3$ sau $Mn \cdot Fe_2O_3$, $Zn \cdot Fe_2O_3$ etc., de forma unor bastoane, cu o înfăşurare din sîrmă izolată de cupru cu 1 000 de spire.

fie în valori absolute sau în procente, fie direct sub forma de *cotă de cîmp* care reprezintă cîtul dintre raportul măsurat al amplitudinilor și raportul calculat teoretic al acestora în condițiile geometrice ale dispozitivului de măsură ales. Dintre aceste două mărimi mai expresivă este însă diferența de fază, care prezintă variații mai mari. Prezența unor elemente geologice în subsol cu rezistivitate specifică mai mică decît a mediului înconjurător este marcată prin minime ale diferenței de fază și maxime ale raportului amplitudinilor; cele cu rezistivitate specifică mai mare ca a mediului înconjurător prin anomalii de sens invers ca mai sus ale acestor mărimi.

O metodă apropiată ca tehnică de lucru cu aceasta este și metoda SLINGRAM. La această metodă se folosește ca transmițător o bobină de emisie circulară, în diametru de 0,7 m, alimentată cu curent alternativ furnizat de un oscilator cu tuburi electronice acționat de baterii plate de 4,5 V, cu intensitate de 0,4 A și frecvențe de 880 și 3 250 cicli/s. Receptorul constă dintr-un cadran de inducție circular, identic cu bobina de emisie, un compensator și un amplificator cu telefon ca instrument de zero.

Mărimile măsurate la această metodă sînt componentele verticale, în fază și cuadratură cu cîmpul primar, ale cîmpului electromagnetic indus, proporționale cu forțele electromotoare induse în cadrul de recepție. Acestea sînt citite direct pe cadranele compensatorului, în % din intensitatea cîmpului primar, după ce a fost realizată extincția sonoră în telefon.

Măsurătorile se execută pe profiluri rectilinii, perpendiculare pe direcția zăcămintelor. Bobinele sînt ținute orizontal, la o distanță de 20—120 m pe direcția profilului; apoi acest dispozitiv se deplasează cu un pas de 20 m și se repetă măsurătoarea și așa mai departe pînă la epuizarea fiecărui profil Măsurătorile sînt executate folosind pe rînd ambele frecvențe.

La această metodă, prezența în subsol a unui element geologic de rezistivitate specifică mică, cum ar fi, de exemplu, un zăcămînt metalifer, se reflectă prin minime ale componentei în fază și maxime ale componentei în cuadratură; în cazul unui element geologic de rezistivitate specifică mai mare ca a mediului înconjurător, anomaliile respective au sens invers.

O metodă identică cu SLINGRAM este și metoda RONKA, la care se folosesc ca transmițător și receptor tot cadre circulare orizontale, sursă de curent alternativ și compensator, utilizînd două frecvențe, și anume de 876 și 2 400 cicli/s. Distanța între cadre pe profiluri este de 30,60 sau 90 m. În general, adîncimea de investigație ideală este de circa 1,5 ori mai mare decît distanța dintre cadre; în condiții practice de teren, adîncimea minimă de la care contăm să primim informații din subsol este de 45 m pentru distanța de 60 m și de 70 m pentru distanța de 90 m între cadre.

Din valorile procentuale ale componentelor în fază și cuadratură cu cîmpul primar se poate calcula raportul lor, a cărui valoare este proporțională cu rezistivitatea aparentă a rocilor din subsol pe grosimea pachetului corespunzătoare adîncimii de investigație.

Metodele descrise mai sus dau informații prețioase cu privire la zăcămintele metalifere ascunse din subsol. Dezavantajul mare al lor este că sînt foarte sensibile la variațiile de relief.

5. PROSPECŢIUNEA PRIN METODE RADIOELECTRICE

Metodele radioelectrice sînt de o aplicabilitate foarte restrînsă, deoarece, datorită frecvenţelor foarte mari a undelor electromagnetice, pătrunderea acestora în subsol este foarte limitată. Cu titlu informativ vom prezenta în principiu numai una din aceste metode, pentru a da o orientare cu totul generală asupra modului cum funcţionează astfel de metode electrometrice şi asupra naturii problemelor geologice care pot fi rezolvate cu ajutorul lor.

5.1. **Metoda umbrei electromagnetice.** Această metodă mai poartă numele şi de *metoda transparenţei* şi este folosită în legătură cu lucrările de

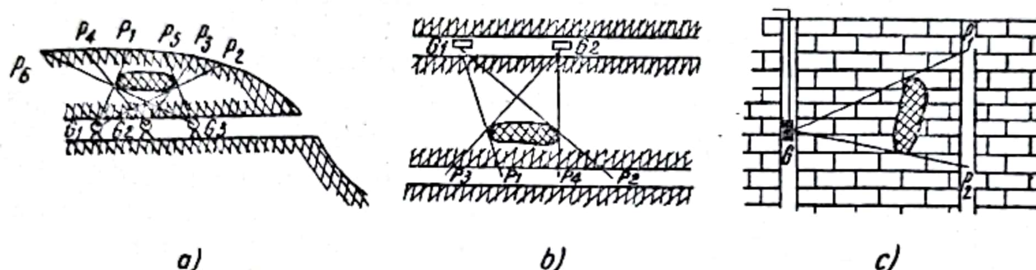


Fig. 201. Cîteva cazuri de localizare a corpurilor de minereu prin metoda umbrei electromagnetice.

prospecţiune sau explorare (găuri de sondă, galerii de mină etc.), pentru localizarea corpurilor de minereu care se găsesc situate între aceste excavaţii sau între astfel de excavaţii şi suprafaţa solului.

Metoda se bazează pe proprietatea pe care o au mediile bune conducătoare de electricitate de a avea un coeficient mare de absorbţie a undelor electromagnetice de înaltă frecvenţă (frecvenţe radio). În aceste condiţii, undele electromagnetice vor străbate relativ uşor rocile cu conductibilitate electrică mică, însă nu vor putea străbate aproape de loc corpurile mineralizate care se găsesc eventual în astfel de roci şi care au o conductibilitate electrică mare.

În figura 201 sînt schiţate cîteva cazuri de localizare a corpurilor de minereu, prin metoda umbrei electromagnetice, situate fie între o galerie de mină şi suprafaţa solului (fig. 201, *a*), fie între două galerii de mină (fig. 201, *b*) fie între două găuri de sondă (fig. 201, *c*).

Pentru prospecţiune electrometrică prin această metodă se foloseşte un transmiţător cu cadru, prevăzut cu un dispozitiv de măsură a curentului din cadru. Puterea transmiţătorului trebuie să fie suficientă pentru ca undele electromagnetice să străbată un pachet de roci de 100 — 200 m grosime.

Recepţia undelor electromagnetice se face cu ajutorul unui cadru receptor, prevăzut de asemenea cu un dispozitiv de măsurare a energiei recepţionate.

Pentru a contura modul cum funcţionează practic această metodă, să luăm ca exemplu situaţia schiţată în figura 201, *a*. Transmiţătorul este plasat succesiv în punctele G_1, G_2, G_3 din galerie şi la suprafaţă se determină limi-

tele respective ale zonei în care recepţia undelor electromagnetice este nulă sau foarte slabă (zona de umbră electromagnetică); limitele acestei zone se vor schimba o dată cu schimbarea poziţiei transmiţătorului (pentru G_1 vor fi P_1 şi P_2, pentru G_2 vor fi P_3 şi P_4, iar pentru G_3 vor fi P_5 şi P_6. Proiecţia aproximativă a corpului conductor pe suprafaţa solului este dată de conul de umbră delimitat de razele interioare (cum sînt cele de la punctele P_1, P_5 etc.). Pentru o precizare mai bună a poziţiei şi a formei corpului conductor este indicat ca operaţia să fie repetată prin inversarea transmiţătorului şi receptorului (primul la suprafaţa solului şi al doilea în galeria de mină).

Metoda umbrei electromagnetice a fost folosită cu rezultate pozitive în U.R.S.S., de exemplu la localizarea unor stocuri de pirită din zăcămîntul Ciraghii-Dzorsk din Transcaucazia sau la determinarea spaţiilor umplute cu soluţii sărate din zăcămintele de sare de la Solikam.

După cum s-a precizat de la început, metodele radioelectrice au o aplicabilitate redusă, îndeosebi datorită faptului că la frecvenţele folosite efectul pelicular al curentului electric este mare, respectiv adîncimea de pătrundere a acestuia în subsol este mică; la aceasta mai trebuie adăugat că aplicarea acestor metode mai este complicată de efecte de relief,de variaţiile locale de proprietăţi electrice, datorită gradului variat de mineralizaţie a rocilor, precum şi de efectele variaţiilor de umiditate a rocilor.

6. CAROTAJUL POTENŢIALULUI PROVOCAT (PP)

Carotajul potenţialului provocat[1] realizează înregistrarea continuă a variaţiei intensităţii activităţii electrochimice provocate de-a lungul găurii de sondă.

Originea acestei activităţi, în urma excitării stratelor traversate de gaura de sondă prin aplicarea unui potenţial electric pulsatoriu, a fost discutată în capitolul X. Este de precizat aici că, în ceea ce priveşte această metodă de carotaj, ea se bazează în principal pe apariţia potenţialelor provocate la stratele constituite din roci care conţin silicaţi alteraţi cu treceri spre argile, la strate de cărbuni, mineralizaţii de sulfuri şi roci carbonate.

Cercetări teoretice au arătat că intensitatea activităţii electrochimice provocate în gaura de sondă depinde de următoarele:

— compoziţia mineralogică a stratificaţiei şi compoziţia chimică a soluţiilor care saturează roca din stratificaţie;

— intensitatea şi sensul curentului electric cu care este excitată stratificaţia;

— distanţa dintre electrozii de alimentare şi cei de măsură (caracteristica geometrică a dispozitivului de potenţial provocat);

— distanţa de invadare în stratificaţie a noroiului de foraj.

Pentru studiul reacţiunii rocilor la excitarea lor cu un curent electric pulsat se foloseşte intensitatea potenţialului provocat ΔV_{PP}, care se determină între electrozii de măsură M şi N la un interval de timp scurt după întreruperea curentului de excitare în linia de alimentare A_1A_2B.

[1] Acest tip de carotaj mai poartă numele şi de *carotaj electrolitic*.

Deoarece potenţialele provocate ΔV_{PP} sînt proporţionale cu potenţialele ΔV_{MN} care apar la conectarea curentului de excitare, pentru a se elimina influenţa rezistivităţii specifice a rocilor asupra valorilor ΔV_{PP}, se foloseşte *activitatea provocată efectivă* A_{PP} definită ca

$$A_{PP} = \frac{\Delta V_{PP}}{\Delta V_{MN}}, \tag{396}$$

şi cum valoarea acesteia este în general mică, s-a înlocuit în practică prin *parametrul de potenţial provocat* K care se exprimă în procente şi este definit ca

$$K\% = \frac{\Delta V_{PP}}{\Delta V_{MN}} \times 100. \tag{397}$$

Aparatura pentru carotajul potenţialului provocat este compusă din următoarele:

— un dispozitiv de fund, reprezentat de o electrodă care conţine electrozii $A_1 - A_2$ şi B ai liniei de alimentare, precum şi electrodul M de măsură. Distanţa dintre electrozii $A_1 - A_2$ şi B este de 5-6 m;

— cablul electric care serveşte şi pentru coborîrea şi ridicarea electrodei;

— un echipament de suprafaţă conţinînd electrodul N de măsură, precum şi instalaţia de alimentare (sursa E şi pulsatorul P care are funcţie şi de inversor al sensului curentului) şi instalaţia de înregistrare (potenţiometrul P_1 pentru înregistrarea variaţiilor ΔV_{PP}, potenţiometrul P_2 pentru înregistrarea variaţiilor ΔV_{MN} şi reductorul R de diferenţe de potenţial).

O schiţă a instalaţiei de carotaj al potenţialului provocat este reprodusă în figura 202.

În principiu, instalaţia de carotaj al potenţialului provocat este constituită dintr-o linie de alimentare cu electrozii $A_1 - A_2$ şi B şi o linie de măsură cu electrozii M şi N, asemănătoare dispozitivelor de determinare a rezistivităţii aparente aşa cum sînt folosite în metodele de prospecţiune sau carotaj a acestei mărimi. Ea este prevăzută cu posibilitatea de a înregistra simultan atît diferenţele de potenţial ΔV_{MN}, în perioadele cînd circuitul de alimentare (excitare) este închis, cît şi diferenţele de potenţial ΔV_{PP}, la un interval de timp foarte scurt după deschiderea circuitului de excitare.

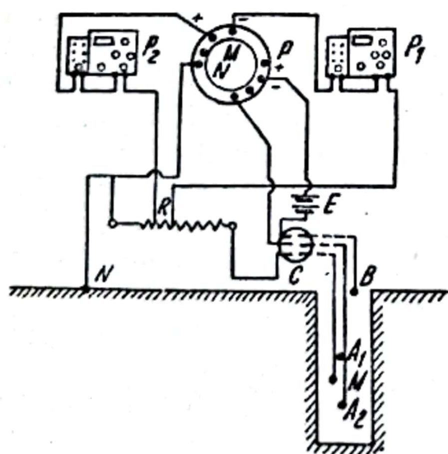


Fig. 202. Schema instalaţiei de carotaj al potenţialului provocat.

Pentru a elimina influenţa potenţialelor naturale din gaura de sondă, care ar altera valoarea potenţialelor provocate înregistrate, se foloseşte înregistrarea cu două sensuri ale curentului în linia de alimentare, obţinîndu-se două diagrame care reprezintă variaţia mărimilor $\Delta V_{PN} + \Delta V_{PP}$ (pentru electrodul $A_1 - A_2$ pozitiv), respectiv $\Delta V_{PN} - \Delta V_{PP}$ (pentru electrodul $A_1 - A_2$ negativ). Între aceste două curbe se poate elimina ΔV_{PN}. Mai practic este însă de a alege

intensităţi de curent în linia de alimentare, astfel încît ΔV_{PP} să fie mult mai mare ca ΔV_{PN}, în felul acesta obţinîndu-se diagrame ale variaţiei potenţialelor provocate, pe care influenţa potenţialelor naturale să fie neglijabilă.

În general, carotajul potenţialului provocat se execută, folosind succesiv pe porţiunea din gaura de sondă care este studiată, înregistrări cu mai multe intensităţi ale curentului în linia de alimentare şi cu ambele sensuri ale acestuia. Se consideră că un studiu este satisfăcător, dacă se folosesc următoarele intensităţi ale curentului în linia de alimentare: —1; —5; —10; —50; —100; —200; —500; —1 000; +1; +5; +10; +50; +100; +200; +500 şi +1 000mA.

Carotajul potenţialului provocat se aplică în momentul de faţă pe o scară din ce în ce mai largă, îndeosebi la determinarea grosimii stratelor de cărbuni în sondele de explorare şi stabilire a rezervelor în bazinele carbonifere; de asemenea, pentru zăcămintele de sulfuri şi chiar de hidrocarburi.

7. CAROTAJUL INDUCTIV

Carotajul inductiv se foloseşte în cazuri speciale, pentru studiul stratificaţiei în găurile de sondă umplute cu fluide negre. În cazurile în care condiţiile de foraj impun folosirea unor fluide negre, carotajul electric în alte forme nu poate fi aplicat din cauză că aceste fluide (noroi cu bază de petrol) nu este bun conductor de electricitate şi deci nu asigură închiderea circuitului AB de alimentare. Folosirea fenomenului de inducţie electromagnetică face posibil studiul stratificaţiei, trecînd peste aceste dificultăţi, aşa cum se va vedea în cele ce urmează.

Aparatura pentru carotajul inductiv este compusă din următoarele:

— Un dispozitiv de fund sau electrodă de carotaj inductiv, a cărui schemă este reprodusă în figura 203.

Figura 203, *a* ilustrează schema de principiu a electrodei, care este de fapt o punte de impedanţă mutuală. Ea conţine o bobină emiţătoare T şi una receptoare R, montate pe un suport izolant la o distanţă L care este în acelaşi timp şi raza de acţiune a aparatului. Emiţătorul este alimentat cu un curent alternativ, cu o frecvenţă potrivită, prin intermediul unui oscilator Os. Receptorul este legat la un amplificator A. Acest ansamblu este montat într-o electrodă de oţel x. În figura 203, *b* este ilustrată electroda pentru carotajul inductiv şi aranjamentul bobinelor.

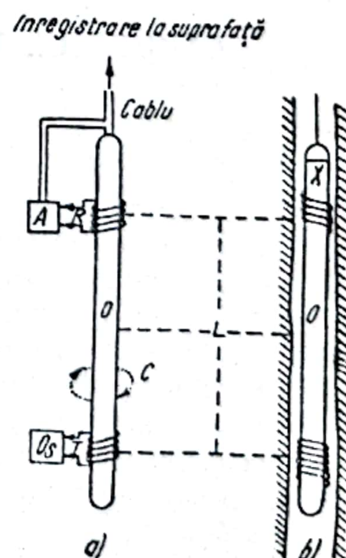


Fig. 203. Schema electrodei de carotaj inductiv.

— Un cablu electric care serveşte şi pentru coborîrea şi ridicarea electrodei în gaura de sondă.

— Un echipament de suprafaţă, care conţine un sistem de înregistrare (cu galvanometru cu oglindă şi film fotografic).

Principiul de funcţionare este următorul. Cu ajutorul emiţătorului se creează în gaura de sondă un cîmp electromagnetic alternativ. Componenta electrică a acestui cîmp induce în stratificaţie un cîmp turbionar (*c*), ale cărui caracteristici sînt dependente de natura rocilor care constituie stratificaţia; componenta magnetică a acestui cîmp induce în receptor o forţă electromotoare, proporţională cu intensitatea acesteia. Tensiunea indusă în receptor este amplificată şi redresată, iar curentul continuu corespunzător acesteia este trimis prin cablu la dispozitivul de suprafaţă pentru înregistrare.

Pentru compensarea inducţiei mutuale, între bobina emiţătoare şi cea receptoare se reglează aparatul astfel încît în aer (mediu cu rezistivitate specifică practic infinită), în bobina receptoare să nu se inducă o forţă electromotoare.

Curentul electric generat în receptor este proporţional cu conductibilitatea electrică a stratificaţiei după o lege liniară. Astfel, diagramele obţinute prin carotaj inductiv, reprezintă de fapt variaţia conductibilităţii electrice aparente (valoarea inversă a rezistivităţii aparente care se înregistrează prin carotajul electric al rezistivităţii), ceea ce simplifică în mod substanţial interpretarea geologică a acestor diagrame reducînd-o la cazul cunoscut al diagramelor de rezistivitate aparentă.

CAPITOLUL XXVIII

CAROTAJUL TERMIC

Carotajul termic realizează înregistrarea variaţiei temperaturii cu adîncimea de-a lungul găurii de sondă.

Principalele aplicaţii ale acestui procedeu de carotaj privesc localizarea apelor, stratelor gazeifere şi petrolifere în găurile de sondă, precum şi corelarea structurilor geologice pe baza gradientului geotermic în sonde; o altă aplicaţie importantă se referă la stabilirea nivelului la care s-a ridicat cimentul în spatele coloanei de tubare, în urma operaţiei de cimentare a acesteia.

Înregistrările de temperatură în gaura de sondă se pot face în unele cazuri cu *termometre de maxim*. Aceste aparate servesc de obicei pentru determinarea temperaturii la talpa sondei.

Termometrul de maxim este fixat într-o casetă de protecţie, care este în acelaşi timp şi un slab izolator termic, pentru ca în cazul în care temperatura la talpa sondei nu are valoarea cea mai mare de-a lungul găurii de sondă,

termometrul să nu înregistreze pe parcurs temperatura maximă. Caseta care conține termometrul este coborîtă în gaura de sondă cu ajutorul unui troliu și a unui cablu de oțel.

Înregistrarea temperaturii maxime trebuie să dureze circa 1 1/2 ore în găuri goale și 3/4 ore în găuri cu apă, petrol sau noroi de foraj, pentru ca termometrul de maxim să înregistreze temperatura reală în urma egalizării temperaturilor casetei de protecție și a aceleia din gaura de sondă.

Cu ajutorul termometrelor de maxim se pot construi și curbe de variație a temperaturii în gaura de sondă, dacă se fac înregistrări în puncte situate la diferite adîncimi; procedeul acesta nu este însă economic.

Volumul mare de măsurători termometrice în găurile de sondă se efectuează în prezent folosind o *aparatură de carotaj termic*, cu ajutorul căreia se obține o înregistrare continuă a variațiilor temperaturii de-a lungul găurii de sondă.

Aparatura de carotaj termic este constituită în mod asemănător cu aceea de carotaj radioactiv sau electric. Ea este compusă din următoarele:

— Un dispozitiv de fund, compus în principiu dintr-o punte electrică în curent continuu de tip Wheatstone. Două din brațele acestei punți sînt reprezentate de rezistențele electrice R_1^t și R_2^t, confecționate din cupru (material care are un coeficient de temperatură foarte mare). Celelalte două brațe sînt reprezentate de rezistențele electrice R_1^c și R_2^c, confecționate din constantan (material care are un coeficient de temperatură foarte mic).

— Un cablu electric, a cărui funcție principală este de a conduce curentul electric și în același timp (cu ajutorul unui troliu pe a cărui tobă se înfășoară) de a asigura coborîrea și ridicarea dispozitivului de fund în gaura de sondă.

— Un echipament de suprafață, compus dintr-o sursă de curent b, un reostat R și un potențiometru P, cu dispozitiv de înregistrare fotografică.

O schiță a aparaturii de carotaj termic este reprodusă în figura 204.

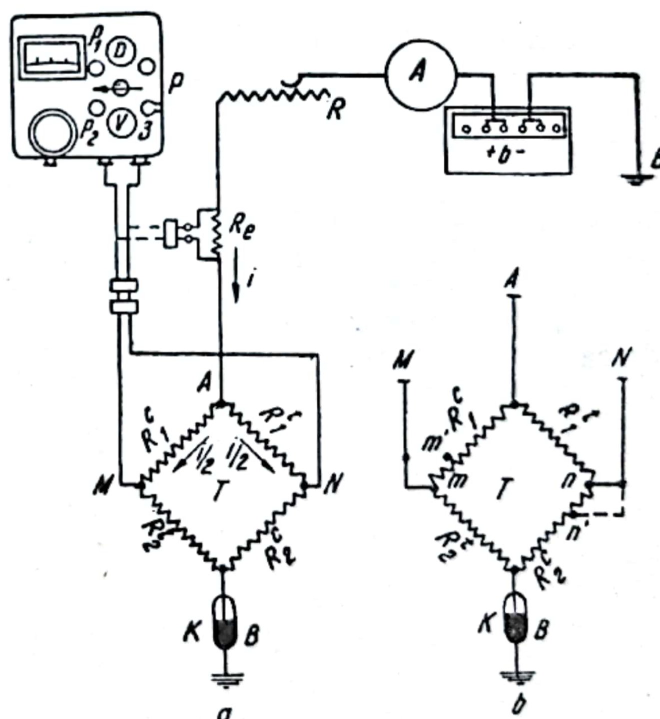


Fig. 204. Schița unei instalații de carotaj termic.

În principiu, aparatura de carotaj termic reprezintă un dispozitiv de rezistivitate, de tipul celui folosit de carotajul rezistivității aparente. Circuitul de alimentare (linia de emisiune AB) este reprezentat de sursă b — ampermetrul A — cablu — puntea Wheatstone — contactul de masă al termometrului K — pămînt — reostat — sursă b); circuitul de măsură (linia MN) este reprezentat de capă-

tul M al punții Wheatstone — cablu — potențiometru — cablu — capătul N al punții Wheatstone.

Pentru o temperatură oarecare T_0, puntea electrică este în echilibru și acest lucru se poate realiza prin reglarea convenabilă a reostatului R. Pentru orice altă temperatură T, echilibrul electric al punții va fi deranjat datorită variației cu temperatura a rezistențelor electrice R_1^t și R_2^t. Ca urmare a acestui fapt va apărea o diferență de potențial ΔV_{MN} între punctele M și N ale punții electrice, diferență de potențial care va fi funcție de diferența de temperatură $T—T_0$ și de intensitatea i a curentului care circulă prin puntea electrică. Expresia temperaturii T este dată de relația

$$T = T_0 + C \cdot \frac{\Delta V_{MN}}{i}, \qquad (398)$$

în care C reprezintă constanta aparatului și se exprimă în amperi, grad centigrad/volt.

Rezultatul înregistrării variației temperaturii de-a lungul găurii de sondă este o diagramă, care poartă numele de *termogramă*. Se obișnuiește ca acestea să poarte numele de *geotermograme*, atunci cînd înregistrarea se face în cîmpuri termice naturale, și *termograme în cîmpuri termice artificiale*, în cazurile în care se studiază fenomene termice provocate de noi.

Termogramele pot fi interpretate geologic direct în forma în care sînt înregistrate, mai ales atunci cînd se referă la cîmpul termic natural al pămîntului. Atunci cînd anomaliile termice sînt provocate de cîmpuri termice de răspîndire locală sau artificiale, este mai avantajos ca după termograma înregistrată să se construiască *termograma diferențială* (prin scăderea — după caz — a unui gradient geometric constant pe întreg intervalul de înregistrare sau a mai multor gradienți constanți, pe porțiuni). Termograma diferențială prezintă marele avantaj că are o orientare generală a curbei temperaturilor diferențiale paralelă cu axa adîncimilor, ceea ce ușurează interpretarea anomaliilor și compararea termogramei cu diagramele obținute prin alte metode de carotaj geofizic.

PARTEA A TREIA

INTERPRETAREA GEOLOGICĂ A REZULTATELOR LUCRĂRILOR GEOFIZICE DE PROSPECȚIUNE ȘI CAROTAJ

CAPITOLUL XXIX

PRINCIPIILE GENERALE ALE INTERPRETĂRII GEOLOGICE A REZULTATELOR LUCRĂRILOR GEOFIZICE

1. SCOPUL ŞI PRINCIPIILE GENERALE ALE INTERPRETĂRII GEOLOGICE

Rezultatele lucrărilor geofizice de prospecţiune se concretizează în anomalii gravimetrice, magnetometrice, electrometrice sau radiometrice şi în elemente structurale (adîncimi şi înclinări) deduse din date seismometrice sau electrometrice. Rezultatele lucrărilor geofizice de carotaj se concretizează în diagrame de variaţie de-a lungul găurii de sondă a unor mărimi electrometrice, radiometrice, termice etc. Valorificarea acestor rezultate pe plan geologic se face în procesul de interpretare geologică. Interpretarea geologică a rezultatelor lucrărilor geofizice este un proces complex şi complicat în acelaşi timp, care urmăreşte transpunerea în termeni geologici a cauzelor care s-au reflectat în aceste rezultate şi al căror sediu este în cuprinsul scoarţei terestre. Rezultatul final al acestui proces trebuie să fie concretizat în explicarea cît mai completă a acestor rezultate obţinute prin lucrările geofizice, pe baza unei imagini cît mai corecte a structurii geologice ascunse, care să cuprindă toate sursele geologice ce s-au reflectat în rezultatele respective.

Reflectarea obiectelor geologice în mărimile fizice obţinută prin lucrările geofizice este funcţie, în primul rînd, de contrastul de proprietăţi fizice pe care îl realizează aceste obiecte geologice faţă de masa rocilor care le înconjură în subsol (contrastul de densitate pentru mărimile gravimetrice, contrastul de intensitate de magnetizare pentru cele magnetometrice, contrastul de viteză de propagare a undelor elastice pentru elementele seismometrice, contrastul de conductibilitate electrică pentru mărimile electrometrice, contrastul de conţinut în elemente radioactive pentru cele radiometrice, contrastul de conductibilitate termică pentru cele termice etc).

În afară de contrastul de proprietăţi fizice, valabil pentru toate metodele geofizice de prospecţiune şi de carotaj, reflectarea în mărimi fizice a obiectelor

geologice mai este funcţie şi de alţi parametri, diferenţiaţi pe metode, şi anume:

— volumul, adîncimea, forma şi izolarea (separarea) obiectelor geologice în cazul prospecţiunilor gravimetrice, magnetometrice, şi în parte, electrometrice;

— volumul şi adîncimea în cazul prospecţiunilor radiometrice;

— caracterul neted şi continuitatea laterală a suprafeţelor de reflexie şi refracţie a undelor elastice, înclinarea mică a lor şi omogenitatea pachetului de roci care le acoperă în cazul prospecţiunilor seismometrice;

— omogenitatea pachetelor stratificate şi continuitatea lor, adîncimea şi înclinarea sau volumul, adîncimea şi forma în cazul prospecţiunilor electrometrice, diferenţiate după metoda folosită şi obiectul geologic căutat;

— grosimea pachetelor de roci, înclinarea şi porozitatea lor în cazul metodelor de carotaj geofizic.

Natura, în varietatea ei de forme de prezentare, face ca aceşti parametri să varieze în limite destul de mari, nu numai de la un obiect geologic la altul, dar chiar şi în cuprinsul unui aceluiaşi obiect, îndeosebi dacă dimensiunile lui orizontale sînt mari.

Dependenţa unor date unice înregistrate la suprafaţa pămîntului — formele de reflectare în mărimi fizice a obiectelor geologice ascunse — de un număr de parametri ai acestora creează ceea ce poartă numele de *ambiguitate fundamentală* a metodelor geofizice şi care constă în aceea că „o formă de reflectare a obiectului geologic (anomalie sau element structural determinat indirect) nu este în măsură să definească numai prin ea însăşi în mod univoc obiectul geologic în toată complexitatea lui".

Este de necontestat că în aceste condiţii determinarea directă, pe baza numai a unei singure forme de reflectare, a cauzelor geologice care o produc (variaţii de facies litologic, deformări tectonice, accidente rupturale, zăcăminte de minerale utile etc.), nu poate fi o operaţie simplă, nici chiar în cazul în care regiunea prospectată ar avea o structură foarte simplă, conţinînd o singură cauză geologică din cele indicate mai sus; lucrurile se complică mult însă, cînd cauzele geologice de mai sus se combină între ele, aşa cum de altfel este cazul general în natură.

Datorită acestor condiţii specifice în care are loc procesul de interpretare geologică a rezultatelor lucrărilor geofizice, formularea unor principii, de valabilitate universală, în legătură cu această operaţiune este în general dificilă. Este esenţial ca atunci cînd se face interpretarea geologică a unor rezultate geofizice să se ţină cont în primul rînd de caracteristicile geologice generale ale regiunii în care acestea au fost obţinute. Dacă în regiunea respectivă există unele indicaţii sau cunoştinţe chiar asupra naturii rocilor din subsol şi asupra adîncimilor la care se găsesc acestea, în cîteva puncte măcar, obţinute din diverse lucrări de prospecţiune geologică sau explorare ca foraje, puţuri, galerii, şanţuri etc., precum şi asupra caracteristicilor structurale ale acestor roci, asupra prezenţei unor anumite tipuri de zăcăminte ascunse din subsol etc., atunci interpretarea geologică a rezultatelor geofizice va fi mult uşurată. În cazul general şi în deosebi în lucrările de prospecţiune geofizică astfel de date lipsesc însă, aşa încît acestea trebuie suplinite prin cunoştinţe geologice generale. Cunoaşterea sau dacă nu, stabilirea contrastelor de pro-

prietăţi fizice cele mai probabile între obiectele geologice din subsol şi masa rocilor care le înconjură este de asemenea o condiţie fundamentală a ducerii la bun sfîrşit a procesului de interpretare geologică.

La toate acestea trebuie adăugate solide cunoştinţe în ceea ce priveşte fundamentarea fizico-matematică şi geologică a metodei sau metodelor geofizice, ale căror rezultate sînt interpretate geologic, tipologia morfologică a formelor de reflectare produse de diferite tipuri de cauze geologice, o imagine cît mai precisă asupra capacităţii de reflectare în anomalii sau elemente structurale deduse indirect a diferitelor tipuri de cauze geologice, a naturii problemelor geologice rezolvabile prin metoda geofizică respectivă etc.

Procesul interpretării geologice, ca orice proces al cunoaşterii, are un caracter legic şi trebuie condus ca atare. Stabilirea adevărului — în cazul acesta obiectul geologic care s-a reflectat în rezultatele geofizice obţinute — nu poate fi asigurată fără respectarea riguroasă a legilor logicii dialectice. Plecînd de la materialul faptic existent (formele de reflectare în diferite mărimi fizice), persoana care face interpretarea se ridică prin analiza şi comparaţia acestuia, punerea în evidenţă a contradicţiilor şi rezolvarea lor, la sinteză, la formularea ipotezelor, la formularea concluziilor de interpretare geologică şi, în sfîrşit, la stabilirea unor corelaţii sau chiar criterii de interpretare geologică. Acestea reprezintă o primă fază în cunoaşterea adevărului. Prin verificarea ipotezelor de interpretare geologică cu ajutorul lucrărilor de explorare se atinge a doua fază, criteriul adevărului fiind numai practica. Cu această ocazie se obţin însă date noi, pe baza cărora procesul de interpretare geologică poate fi reluat în condiţii îmbunătăţite, asigurîndu-se concluzii geologice mai juste. Lucrări de explorare ulterioare vor crea condiţii şi mai bune de îmbunătăţire a interpretării geologice etc. Apare clar deci că procesul de interpretare geologică a rezultatelor lucrărilor geofizice este un proces cu caracter de aproximaţii succesive, care conduce la concluzii geologice din ce în ce mai apropiate de adevărata structură geologică a subsolului şi care nu poate fi limitat la un număr oarecare de cicluri de aproximare, astfel încît el de fapt nu se termină niciodată. În toate fazele şi ciclurile, esenţială însă este conducerea justă a acestui proces, respectarea cu stricteţe a legilor logicii dialectice. În caz contrar, se ajunge la concluzii eronate, la reprezentări şi soluţii fanteziste a structurii ascunse a subsolului, rupte de realitate şi care nu asigură rezolvarea problemelor geologice structurale sau economico-miniere ce reprezintă scopul şi justificarea oricărei lucrări geofizice.

Este esenţial ca cele de mai sus, cu caracterul lor de generalitate, să fie aplicate creator de la caz la caz. Aşa cum s-a precizat mai înainte, natura nu reproduce aceeaşi structură geologică a subsolului în mai multe regiuni, în totalitatea amănuntelor ei; din cauza aceasta, nici formele de reflectare în diferitele mărimi fizice folosite în lucrările geofizice de prospecţiune şi carotaj pentru aceste structuri nu se aseamănă pînă la identitate de la o regiune la alta.

Pentru aceasta nu se pot da „reţete" în ceea ce priveşte desfăşurarea procesului de interpretare geologică. Iată de ce succesul interpretării geologice a rezultatelor lucrărilor geofizice este condiţionat în mare măsură de capacitatea şi experienţa celui care face interpretarea, fără însă a avea prin aceasta un caracter pur subiectiv.

2. PROBLEMA AMBIGUITĂŢII FUNDAMENTALE A METODELOR GEOFIZICE ŞI POSIBILITĂŢILE DE RESTRÎNGERE SAU RIDICARE TOTALĂ A EI

În cele de mai sus a fost amintită problema ambiguităţii fundamentale a metodelor geofizice. Fiind o problemă de importanţă capitală în procesul de interpretare geologică, ne vom opri mai mult asupra ei.

S-a arătat deja că pentru fiecare metodă de prospecţiune geofizică sau carotaj există un număr mai mare sau mai mic de parametri de tipul contrastului de proprietăţi fizice, volumului, adîncimii, formei, izolării, înclinării, grosimii, porozităţii etc., prin intermediul cărora structura geologică a subsolului se reflectă în mărimile fizice înregistrate la suprafaţă cu aceste metode.

Problema interpretării geologice a rezultatelor lucrărilor geofizice este determinarea, avînd la bază numai forma de reflectare în diferite mărimi fizice, a structurii geologice ascunse, respectiv a numărului de parametri ai obiectelor geologice care se combină în realizarea structurii geologice, număr definit pentru fiecare mărime fizică utilizată. Este evident că, aşa cum se prezintă problema la prima vedere, ea este echivalentă unei ecuaţii cu mai multe necunoscute, admiţînd deci soluţii cu mai multe grade de libertate. Aceasta reprezintă ceea ce poartă numele de *ambiguitate fundamentală* a metodelor geofizice şi în acelaşi timp şi a interpretării geologice a rezultatelor obţinute prin aceste metode.

În fapt, situaţia nu este chiar aşa de gravă după cum apare la prima vedere, deoarece există posibilităţi de restrîngere a ambiguităţii fundamentale în interpretarea geologică şi în cazuri particulare chiar de ridicare totală a ei prin aproximarea sau cunoaşterea acestor parametri. Datele de acest fel sînt obţinute în general prin:

— combinarea rezultatelor obţinute prin mai multe tipuri de metode geofizice, în baza unor studii geofizice complexe;

— folosirea de date de informaţie *extrageofizică*, obţinute din lucrări geologice de cartare, explorare sau exploatare.

De asemenea, în cazurile în care structura geologică este parţial deschisă, astfel încît obiectele geologice care se reflectă în mărimile fizice aflorează la suprafaţă, nedeterminarea este ridicată automat cu cîteva grade.

În cele ce urmează vom trece în revistă căile care ne stau la dispoziţie pentru a stabili sau aproxima în bune condiţii, în procesul interpretării geologice, valoarea diferiţilor parametri ai obiectelor geologice.

a. *Contrastul de proprietăţi fizice.* Constrastul de proprietăţi fizice este specific metodelor de: prospecţiune gravimetrică (contrastul de densitate); prospecţiune magnetometrică (contrastul de intensitate de magnetizare); prospecţiune seismometrică (contrastul de viteză de propagare a undelor elastice); prospecţiune electrometrică şi carotaj electric (contrastul de conductibilitate electrică); prospecţiune radiometrică şi carotaj radioactiv (contrastul de conţinut în elemente radioactive); carotaj termic (contrastul de conductibilitate termică).

Stabilirea valorii contrastului de proprietăţi fizice între obiectul geologic din subsol şi masa rocilor care îl înconjură, pentru o satisfăcătoare interpretare geologică, este posibilă în general în majoritatea cazurilor. Este cazul de specificat că în procesul de interpretare geologică contrastul de proprietăţi fizice are în multe cazuri, îndeosebi în legătură cu rezultatele lucrărilor de prospecţiune geofizică, semnificaţia de *contrast mediu de proprietăţi fizice* pe baza ipotezei că atît obiectul geologic cît şi masa rocilor înconjurătoare acestuia au variaţii mici de proprietăţi fizice în interiorul lor şi că saltul brusc de la valoarea de interior la cea de exterior are loc la periferia obiectului geologic, astfel încît efectul contrastelor locale reale este echivalent pentru forma de reflectare în mărimi fizice cu efectul contrastului mediu. Această ipoteză care uşurează mult conducerea procesului de interpretare geologică nu trebuie însă nicidecum generalizată, deoarece pe această cale se poate ajunge la greşeli grave de interpretare geologică. În natură apar adesea anomalii ale mărimilor fizice, a căror cauză este chiar variaţia compoziţiei litologice sau petrografice a rocilor şi o dată cu ea a proprietăţilor fizice a acestora, fără a avea ca echivalent o formă structurală: în astfel de cazuri folosirea acestei ipoteze este cu totul de nedorit.

Cîteva exemple în acest sens vor lămuri mai bine această problemă. În terenuri sedimentare, existenţa unei variaţii laterale de facies litologic şi o dată cu ea a densităţii în ipoteza unui contrast mediu de densitate, va fi eronat interpretată în termeni structurali de forma unei structuri monoclinale de adîncime, a unui contact de front tectonic sau a unei îmbinări de faciesuri. Variaţia laterală a intensităţii de magnetizare, în general datorită de asemenea variaţiilor de facies litologic, în ipoteza unui contrast mediu, va fi eronat interpretată prin existenţa unor forme structurale sau prezenţa unor mase eruptive de adîncime; variaţiile locale ale vitezei de propagare a undelor elastice, în ipoteza unui contrast mediu, vor fi eronat interpretate în elemente structurale cu adîncimi şi înclinări deformate faţă de cele reale etc. Situaţia de mai sus se complică şi mai mult în terenurile cristaline sau eruptive, la care variaţiile de proprietăţi fizice sînt mult mai frecvente şi mai mari totodată decît la rocile sedimentare.

Dacă există însă suficiente argumente pentru a fundamenta interpretarea geologică pe ipoteza unui contrast mediu de proprietăţi fizice între obiectul geologic şi mediul înconjurător al acestuia, atunci avem la dispoziţie mai multe căi pentru stabilirea lui, şi anume:

— prin determinări directe ale proprietăţilor fizice efectuate pe probe de roci colectate de la suprafaţă sau din sonde, galerii etc., dacă în zona în care s-au obţinut datele geofizice există lucrări de explorare sau exploatare;

— pe bază de tabele cu valorile proprietăţilor fizice a rocilor prezente în subsolul regiunii, în alte zone decît acelea pentru care am obţinut rezultatele geofizice;

— pe bază de tabele cu date generale asupra proprietăţilor fizice ale rocilor.

Desigur că prima cale este cea mai bună, însă existenţa unor lucrări de explorare sau exploatare chiar în zona în care s-a efectuat lucrarea geofizică ale cărei rezultate trebuie interpretate este în general rară. În cazul general,

trebuie apelat la a doua sau a treia cale, obţinîndu-se concluzii geologice satisfăcătoare.

Dacă nu există suficiente argumente pentru a fundamenta interpretarea geologică pe ipoteza unui contrast mediu de proprietăţi fizice, atunci problema se complică în acest caz, fiind important de stabilit tocmai variaţiile de proprietăţi fizice. Se va urmări să se realizeze aceasta prin stabilirea celorlalţi parametri ai structurii geologice.

Se constată deci că, pe o cale sau pe alta, problema contrastului de proprietăţi fizice în procesul de interpretare geologică a rezultatelor lucrărilor geofizice este rezolvabilă pentru a asigura concluzii geologice satisfăcătoare.

b. *Volumul obiectelor geologice*. Acesta este unul din parametrii structurii geologice care, în general, este foarte greu de stabilit şi în fapt el nu interesează atît prin el însuşi, cît în legătură cu contrastul de masă pe care îl realizează obiectul geologic în subsol (contrastul de masă materială în cazul prospecţiunii gravimetrice, contrastul de masă magnetică în cazul prospecţiunii magnetice etc.), contrastul de masă fiind definit ca produsul dintre contrastul de proprietăţi fizice şi volumul obiectului geologic.

Cunoştinţe geologice aprofundate permit totuşi să se aproximeze, în condiţii satisfăcătoare pentru interpretarea geologică, domeniul de valori în care se situează acest parametru, mai ales pentru obiecte geologice tipice care în natură se înscriu în anumite domenii de mărime.

Pentru unele metode de prospecţiune geofizică, cum este cea gravimetrică de exemplu, există şi posibilitatea de a stabili pe baza intensităţii şi morfologiei anomaliilor gravimetrice mărimea contrastului de masă, astfel încît acceptînd o valoare pentru contrastul de densitate să se calculeze valoarea volumului.

Trebuie precizat, de asemenea, că în cazul obiectelor geologice cu o extindere mare pe verticală în raport cu secţiunea transversală şi care au înclinări mari, cum sînt, de exemplu, masivele columnare de sare, pilonii şi neck-urile eruptive, filoanele, zăcămintele metalifere stratiforme etc., contribuţia părţilor inferioare a acestora în anumite mărimi fizice este din ce în ce mai mică pe măsură ce adîncimea lor creşte, aşa încît pentru astfel de cazuri se pune numai problema *volumului activ* în reflectarea obiectului geologic.

Volumul este parametrul specific metodelor de prospecţiune gravimetrică, magnetometrică, radiometrică şi, în parte, electrometrică.

c. *Adîncimea obiectelor geologice*. În absenţa unor date de explorare sau exploatare care să furnizeze valori precise de adîncime în unul sau mai multe puncte, adîncimea obiectului geologic trebuie estimată numai pe baza cunoştinţelor generale asupra structurii regiunii prospectate. În astfel de cazuri este mai corect de estimat limitele, inferioară şi superioară, ale domeniului de adîncimi în care este probabil să se situeze obiectul geologic din subsol.

Adîncimea este un parametru specific metodelor de prospecţiune gravimetrică, magnetometrică, electrometrică şi radiometrică pentru obiectele geologice luate în totalitatea lor şi metodelor seismometrică şi parţial electrometrică pentru limite de separaţie a proprietăţilor fizice în cadrul unor structuri geologice, îndeosebi sedimentare.

În cazul particular al prospecţiunilor gravimetrice şi magnetometrice există posibilităţi de determinare prin calcul a domeniului de adîncimi în

care se situează centrul de greutate al obiectului geologic, folosind metodele de interpretare în termeni fizici pe baza problemei directe sau inverse a potenţialului. În cazul particular al prospecţiunilor seismometrice şi electrometrice, metode care au *controlul adîncimii*, adîncimea limitelor de separaţie a vitezelor de propagare a undelor elastice, respectiv a conductibilităţilor electrice, apare direct încă în cadrul procesului de prelucrare a datelor, cu o precizie destul de mare; şi aici însă precizia lor este funcţie de precizia celorlalţi parametri specifici acestor metode de prospecţiune geofizică.

În cazul în care cunoaştem din datele de explorare sau exploatare unul sau chiar mai multe puncte de adîncime ale obiectului geologic, ambiguitatea fundamentală se restrînge cu un grad, asigurînd obţinerea unor soluţii structurale mai mult decît satisfăcătoare în procesul de interpretare geologică.

d. *Forma obiectelor geologice.* Forma obiectelor geologice este un parametru specific metodelor de prospecţiune gravimetrică, magnetometrică şi electrometrică. În cazul acestor metode de prospecţiune geofizică, forma obiectului geologic care se reflectă în anomalii este în general sugerată de morfologia anomaliilor. În legătură cu aceasta este de precizat că între tipologia formelor obiectelor geologice şi tipologia anomaliilor mărimilor fizice respective, corelaţia este cu atît mai strînsă, cu cît obiectele geologice sînt mai apropiate de suprafaţă, respectiv mai puţin adînci.

Dat fiind că în majoritatea cazurilor obiectele geologice nu satisfac, în linii mari măcar, o formă geometrică regulată, acest parametru poate reprezenta o sursă serioasă de erori în interpretarea geologică a rezultatelor acestor prospecţiuni geofizice. Aceasta provine din faptul că tipologia anomaliilor, îndeosebi în condiţiile în care sînt produse de obiectele geologice din natură care au o formă oarecare, este greu de stabilit şi din cauza aceasta nu poate constitui un criteriu absolut în stabilirea formei acestora. În multe cazuri însă, îndeosebi pentru obiecte geologice situate la adîncimi mici, forma obiectelor geologice a putut fi corect stabilită, bineînţeles numai în elementele ei esenţiale, după caracteristicile morfologiei anomaliilor.

Trebuie accentuat asupra faptului că, în general, stabilirea formei obiectelor geologice producătoare de anomalii este mai sigură în cazul accidentelor rupturale şi mai puţin sigură în cazul unor deformări tectonice şi mai ales al zăcămintelor de substanţe minerale utile. În orice caz, studiul morfologiei anomaliilor trebuie completat cu stabilirea posibilităţilor de existenţă a unor anumite tipuri de obiecte geologice în subsolul regiunii prospectate; numai în modul acesta se poate ajunge la stabilirea formei celei mai probabile a obiectului geologic care a produs anomalia ce urmează să fie interpretată geologic.

e. *Izolarea obiectelor geologice.* Izolarea obiectelor geologice este un parametru specific metodelor de prospecţiune gravimetrică, magnetometrică şi în parte electrometrică, precum şi metodelor de carotaj geofizic, îndeosebi electric. Acest parametru acţionează în sensul că dacă obiectele geologice se găsesc situate în subsol la o adîncime mai mare însă la o distanţă relativ mică între ele, reflectarea lor are loc în anomalii unice ale mărimilor fizice înregistrate la suprafaţa pămîntului. Din cauza aceasta, anomaliile singulare produse de fiecare obiect geologic, obţinute prin prospecţiuni geofizice, nu sînt perceptibile şi, ca urmare a acestui fapt, în procesul de interpretare

geologică se va putea considera în mod eronat că anomalia de interpretat are drept cauză un singur obiect geologic, cînd în realitate ea are două sau chiar mai multe. În metodele de carotaj geofizic, problema izolării se pune în legătură cu stratele subțiri, care, situate la distanțe mici pe verticală între ele, se pot reflecta în anomalii unice.

În cazul anomaliilor mărimilor fizice obținute prin prospecțiuni, de un ajutor prețios pentru separarea anomaliilor individualizate, legate de fiecare obiect geologic, sînt metodele de separare a cîmpurilor pe baza eliminării anomaliilor regionale și separării anomaliilor locale, gradienților verticali de ordin superior, continuării analitice a cîmpurilor în semispațiul inferior etc.

În cazul anomaliilor mărimilor fizice obținute prin metode de carotaj geofizic, completarea acestora cu măsurători de gradient a rezistivității aparente sau de radioactivitate va realiza o mai bună separare a stratelor de grosime mică.

Rezultă din cele de mai sus că există în general posibilități de rezolvare a cumulării anomaliilor mărimilor fizice și de separare a acestora în anomalii individualizate, legate de fiecare obiect geologic care le produce.

f. *Caracterul neted al limitelor de separație a vitezei de propagare a undelor elastice*. Acesta este un parametru specific metodei de prospecțiune seismometrică și acționează în sensul că dacă suprafața de separație prezintă asperități sau denivelări brusce de amplitudine relativ mică, mai ales în cazul în care se folosește în prospecțiune fenomenul de reflexie al undelor elastice, apar fenomene secundare de difracție a undelor în care se consumă energia acestora. Dacă denivelările sînt line și cu amplitudine mică, de numai cîțiva metri, fenomenul de reflexie al undelor elastice poate avea loc în suficient de bune condiții. Dacă apar însă fenomene de difracție, limitele de separație vor putea fi reconstituite numai incomplet, ele apărînd discontinuu pe secțiunile seismice.

Studii suplimentare în legătură cu caracteristicile dinamice ale impulsurilor înregistrate pe seismograme sînt în măsură, în majoritatea cazurilor, să stabilească dacă întreruperea orizontului de reflexie pe secțiunea seismică provine din cauza unor fenomene de difracție sau corespunde unei întreruperi reale a limitei de separație produsă, de exemplu, prin schimbarea faciesului sau subțierea unui strat, lentilizarea lui etc.

g. *Continuitatea sau conservarea laterală a stratelor*. Acest parametru este specific metodei de prospecțiune seismometrică și se referă la limitele de separație a vitezei de propagare a undelor elastice, precum și metodei electrometrice la care se referă la diversele strate ce conțin secțiunea geologică. Continuitatea trebuie privită din punctul de vedere al conservării valorii proprietăților fizice a stratificației pe o extindere laterală a acesteia cît mai mare.

Lipsa de continuitate va avea ca efect reflectarea discontinuă în datele seismometrice sau electrometrice, avînd ca urmare obținerea de secțiuni geofizice incomplete sau chiar false.

Stabilirea acestui parametru este foarte grea și nu se poate face decît pe bază de date geologice cît mai complete obținute din foraje efectuate chiar în regiunea în care s-a făcut prospecțiunea geofizică.

h. *Inclinarea.* Inclinarea stratificaţiei este un parametru specific care priveşte metodele de prospecţiune seismometrică şi electrometrică, precum şi metodele de carotaj geofizic.

În prospecţiunea seismometrică, înclinările mari (peste 45°) sînt prohibitive pentru metodele obişnuite de reflexie şi refracţie, conducînd la secţiuni seismice cu elemente disparate, necorelabile structural, care pot deschide căi de mari erori în interpretarea geologică. În astfel de cazuri folosirea unor variante recente de prospecţiune seismometrică, de exemplu metoda seismosondajului spaţial sau a recepţiei dirijate a undelor, pot furniza suficiente elemente nu numai pentru stabilirea acestui parametru, dar şi pentru rezolvarea în bune condiţii a problemei geologice.

Înclinările prea mici (sub ± 2°) ale structurii geologice se reflectă în datele seismometrice afectate de erori mari, astfel încît există posibilitatea chiar de inversare a structurilor cu înclinări mici în forma de reflectare a acestora pe secţiunile seismice. Problema aceasta este încă nerezolvată în metoda de prospecţiune seismometrică şi singura cale de stabilire a acestui parametru rămîne numai o cunoaştere cît mai bună a caracteristicilor structurii geologice realizată pe baza lucrărilor de explorare prin foraje.

În prospecţiunea electrometrică, stratificaţiile înclinate se reflectă în mod fals în secţiunile şi hărţile structurale, deoarece construirea acestora se face pe baza formulelor şi abacelor stabilite pentru cazul stratificaţiei orizontale. La stabilirea acestui parametru, de un preţios ajutor sînt rezultatele prospecţiunii seismometrice şi ale forajelor de explorare din regiunea respectivă.

În sfîrşit, înclinarea stratificaţiei intervine şi în cazul metodelor de carotaj geofizic, prin reflectarea alterată în diagramele de carotaj a limitelor stratificaţiei. Pentru control şi ridicarea determinării se foloseşte curba de gradient a rezistivităţii aparente în probe luate cu ciupitorul lateral, microcarotaj, laterolog, microlaterolog etc.

i. *Omogenitatea pachetului de roci care acoperă obiectul geologic.* Omogenitatea pachetului acoperitor de roci este un parametru specific îndeosebi metodelor de prospecţiune seismometrică şi electrometrică, deşi în subsidiar el intervine în toate metodele geofizice de prospecţiune.

În prospecţiunea seismometrică, neomogenitatea litologică şi prin aceasta viteze diferite de propagare a undelor elastice, intervine din două puncte de vedere, şi anume:

— prin prezenţa unor limite de separaţie secundare pot apărea fenomene secundare, cum este acela al reflexiilor multiple sau refracţii, care, în ipoteza unui pachet acoperitor omogen, vor apărea pe secţiunile seismice ca elemente de reflexie situate la adîncimi eronate;

— prin considerarea unei viteze unice în pachetul acoperitor, care va altera poziţia de adîncime a suprafeţelor reflectatoare sau refractatoare principale, ce fac obiectul prospecţiunii.

Stabilirea acestui parametru (omogenitatea pachetului acoperitor de roci), se poate face în urma rezultatelor obţinute prin foraje; în unele cazuri şi rezultatele gravimetrice sau magnetometrice (îndeosebi dacă neomogenităţile au un caracter localizat şi sînt mai importante ca volum), pot da indicaţii preţioase.

În prospecțiunea electrometrică situația este cam aceeași. Prezența neomogenităților va schimba caracterul distribuției regulate a curentului electric în acest pachet, care, fiind considerată corespunzătoare unui pachet omogen, se va reflecta în rezultatele electrometrice prin grosimi și adîncimi eronate ale stratelor principale diferențiate după conductibilitatea electrică.

Căile de stabilire a acestui parametru sînt aceleași ca și în cazul prospecțiunii seismometrice.

j. *Grosimea pachetelor de roci*. Acesta este un parametru specific în primul rînd metodelor geofizice de carotaj și în parte a unor metode de prospectiune electrometrică.

Reflectarea diverselor pachete de roci în mărimile fizice folosite la metodele de carotaj geofizic are loc pentru stratele care depășesc o anumită grosime limită, a cărei valoare este caracteristică fiecărui tip de carotaj în parte. În caz contrar, cînd grosimea stratului este inferioară acestei limite, reflectarea este deformată sau chiar absentă, astfel încît interpretarea diagramei de carotaj nu mai asigură stabilirea cu precizie a existenței grosimii și adîncimii stratului respectiv. Situația nu este chiar așa de gravă cum apare la prima vedere, deoarece în general nivelurile subțiri cu substanțe minerale utile nu prezintă un interes economic deosebit. În caz contrar, stabilirea acestui parametru nu este posibilă decît prin carotajul mecanic în timpul forajului de explorare și luarea de probe cu ciupitorul lateral.

În prospectarea electrometrică, în general grosimea prea mică a pachetelor de roci nu asigură o distribuție satisfăcătoare a curentului electric prin ele, astfel încît elementele structurale obținute prin această metodă de prospecțiune pot fi eronate. Se întîmplă însă și cazuri în care strate subțiri, cu conductibilitate electrică mare (de exemplu un banc de nisip cu apă sărată), canalizează curentul electric prin ele, astfel încît acesta trece în prea mică măsură dedesubtul lor. În acest caz, elementele structurale deduse din prospecțiunea electrometrică, pentru adîncimi mai mari ca acelea ale stratului acvifer pot fi eronate; în schimb stratul acvifer va putea fi bine stabilit ca poziție în subsol, devenind el însuși un strat reper pentru stabilirea formei structurale.

Aceeași cale asigură stabilirea acestui parametru, adică forajele de explorare.

k. *Porozitatea*. Porozitatea este un parametru specific metodelor de carotaj geofizic și influențează reflectarea pachetelor de roci traversate de gaura de sondă în măsura în care aceasta permite modificarea valorilor proprietăților fizice ale rocilor prin invadarea noroiului de foraj în stratificație. Astfel stînd lucrurile, porozitatea reprezintă un parametru pentru metodele de carotaj geofizic numai în cazurile în care rocile nu conțin fluide în spațiul lacunar sau presiunea fluidelor din strate este mai mică decît presiunea coloanei de noroi la nivelul lor, deoarece numai în aceste cazuri are loc invadarea noroiului în strate și colmatarea acestora.

Stabilirea acestui parametru este posibilă în majoritatea cazurilor prin carotajul electric lateral (BKZ).

În cele de mai sus s-au trecut în revistă principalii parametri care stau la baza reflectării structurii geologice în diversele mărimi fizice folosite în metodele geofizice de prospecțiune și carotaj, precum și principalele căi care ne stau la dispoziție în momentul de față pentru stabilirea corectă sau măcar aproximarea în bune condiții a acestora. Apare deci clar că problema ambiguității interpretării rezultatelor lucrărilor geofizice devine în mare măsură rezolvabilă. Pe baza stabilirii sau aproximării acestor parametri se va obține în procesul interpretării geologice o imagine calitativă a structurii geologice ascunse a subsolului, valabilă într-un domeniu limitat de variație a parametrilor respectivi, cu totul satisfăcătoare pentru programarea unor lucrări geofizice viitoare sau chiar de explorare. Că lucrurile stau așa o confirmă valabilitatea soluțiilor structurale deduse din lucrările geofizice în foarte multe cazuri cunoscute atît la noi în țară cît și în străinătate.

3. PROBLEMA CRITERIILOR ȘI A CORELAȚIILOR DE INTERPRETARE GEOLOGICĂ

Un loc deosebit de important în procesul interpretării geologice a rezultatelor lucrărilor geofizice îl ocupă *criteriile de interpretare geologică*.

Criteriul de interpretare geologică reprezintă legătura directă și nemijlocită dintre forma de reflectare în mărimi fizice, pe de o parte, și semnificația ei geologică, pe de altă parte.

Stabilirea criteriilor de interpretare geologică se face numai după verificarea ipotezelor de interpretare geologică prin lucrări de explorare sau prin lucrări geologice de suprafață și în unele cazuri chiar prin amîndouă aceste feluri de lucrări, precum și pe baza unui concludent studiu asupra proprietăților fizice ale rocilor.

Criteriile de interpretare geologică pot avea o valabilitate mai mult sau mai puțin restrînsă, după obiectele geologice de care sînt legate și după frecvența cu care acestea apar în natură. În unele cazuri, puține de altfel la număr, criteriile de interpretare geologică pot avea o valabilitate cu totul generală.

Un astfel de criteriu de valabilitate generală, recunoscut și controlat în multe regiuni ale scoarței terestre, este următorul: „masele intrusive granitice care străpung roci magmatice bazice sau roci cristaline fără a le depăși suprafața se reflectă în anomalii gravimetrice de minim". Dacă însă rocile granitice depășesc suprafața superioară a unor astfel de roci ieșind către suprafața pămîntului și străpungînd roci sedimentare mai puțin dense sau de densitate comparabilă cu ele, masele granitice se reflectă fie în anomalii gravimetrice de maxim, fie nu se reflectă de loc în anomalii gravimetrice, așa cum este cazul unor masive granitice din Dobrogea de nord[1].

---

[1] R. Botezatu, Tr. Băcioiu și J. Andrei, *Relațiile dintre anomalia gravității și structura geologică a Dobrogei de nord și a regiunilor limitrofe din Moldova de sud și Muntenia de est*, Probleme de geofizică, I, 1961.

De asemenea se mai pot cita astfel de criterii de valabilitate generală, cum ar fi, de exemplu, „zăcămintele de magnetit se reflectă în anomalii magnetice de maxim“, „stratele permeabile cu conţinut de ţiţei se reflectă în anomalii de minim ale radiaţiei γ secundare“ etc.

Activitatea multiplă şi variaţia sub aspectul condiţiilor geomorfologice şi al problemelor geologice depuse pînă în prezent în ţara noastră a permis cercetătorilor în domeniul geofizicei aplicate să formuleze în multe cazuri criterii de interpretare geologică, cu o valabilitate mai mult sau mai puţin restrînsă. Pentru exemplificare cităm cîteva din ele:

„În regiunea cutelor diapire mio-pliocene, cu sîmbure de sare, din subcarpaţii Munteniei, anticlinalele se reflectă în minime gravimetrice, iar sinclinalele în maxime gravimetrice[1]“. Acest criteriu este valabil numai pentru zona sud-estică a acestei regiuni, în care sinclinalele au prezentat la suprafaţă, în axul lor, levantinul superior în faciesul pietrişurilor de Cîndeşti. Mai spre vest, în zona Tîrgovişte, datorită schimbării condiţiilor geologice locale, prin dispariţia faciesului pietrişurilor de Cîndeşti din Levantinul superior, pe de o parte, şi prin caracterul mai puţin avansat al diapirismului sării în nucleele anticlinalelor, pe de altă parte, criteriul se schimbă, şi anume „anticlinalele se reflectă în maxime gravimetrice, iar sinclinalele în minime gravimetrice“.

Un alt criteriu de interpretare geologică cu valabilitate regională este şi acesta: „în Masivul Poiana Ruscă reflectarea şisturilor cloritoase are loc în anomalii magnetice de maxim[2]“. Pe baza acestui criteriu s-a constatat că se pot stabili formele structurale ale deformărilor tectonice, de tip anticlinal, pentru seriile cristaline în care sînt prezente şisturile cloritoase.

Exemple de astfel de criterii se pot da multe; au fost alese numai două, considerîndu-se că sînt suficiente pentru a da o ideie generală asupra modului în care se exprimă legătura directă între forma de reflectare şi semnificaţia ei geologică.

Criteriile de interpretare geologică pot fi stabilite numai în problemele geologice în care se dispune de suficiente date de explorare şi în care procesul de interpretare geologică a rezultatelor lucrărilor geofizice este mai avansat, cuprinzînd mai multe cicluri de interpretare şi reinterpretări ulterioare. Ele reprezintă un bun cîştigat şi sînt de un ajutor preţios în interpretarea geologică a rezultatelor lucrărilor geofizice obţinute pe structuri geologice în extinderea celor cunoscute sau în alte regiuni cu caracteristici geologice comparabile.

În regiunile cu probleme geologice noi şi în care lucrările de cartare geologică mai trebuie completate, iar cele de explorare nu sînt încă suficient sau chiar de loc executate, în lipsa unor criterii de interpretare geologică pot fi stabilite *corelaţii de interpretare geologică*.

---

[1] I. Gavăt, *Sur les anomalies du gradient horizontal de „g“ aux confins des Subcarpates et de la Plaine Roumaine au point de vue de la prospection du pétrole*, Moniteur du pétrole roumain, 1938 (Extras Nr. 232).

[2] Tr. Cristescu, *Raport asupra măsurătorilor magnetice ΔZ efectuate în regiunea Vadul Dobrii, Hunedoara*, Arhiva Comitetului geologic, 1951.

Corelaţia de interpretare geologică reprezintă o legătură directă şi justificată logic, pe baza unor date faptice parţiale, între forma de reflectare, pe de o parte, şi semnificaţia ei geologică, pe de altă parte.

Corelaţiile de interpretare geologică se stabilesc îndeosebi pe baza proprietăţilor fizice ale rocilor colectate din zone vecine obiectelor geologice, care se reflectă în mărimile fizice înregistrate la suprafaţa pămîntului şi pe baza cunoaşterii în condiţii suficient de bune a tipului de structură geologică din regiunea respectivă.

Iată de exemplu cîteva corelaţii de interpretare geologică stabilite în regiunea eruptivului de la Baia Mare[1]:

— minim gravimetric central cu aureolă de maxim (intensitate circa 1,5 mgal) şi corespunde unui coş de andezit amfibolic alterat hidrotermal, în contrast cu curgere laterală nealterată, tip Dealul-Crucii, Valea-Roşie etc;

— minim gravimetric slab (intensitate circa 0,5 mgal) şi corespunde la coş cu curgere laterală de andezit amfibolic, în contrast cu masa andezitică de la suprafaţă, tip nord Valea-Roşie, est Săsar etc;

— minim gravimetric puternic (intensitate circa 1,5—2,0 mgal) şi corespunde la un coş de andezit amfibolic alterat şi breccios şi curgere laterală alterată, în contrast cu masa andezitică de la suprafaţă, tip Dealul Tidier, Valea Borcutului-Valea Roşie etc;

— maxim gravimetric puternic (intensitate circa 1,0—1,5 mgal) şi corespunde unui coş de andezit bazaltoid în contrast cu masa andezitului amfibolic de la suprafaţă, tip Ilba, Săbişa etc.

În continuare vom da un exemplu de corelaţie complexă de interpretare geologică, stabilită în Depresiunea Bîrsei[2]. „În Depresiunea Bîrsei, grabenele fundamentului cristalin se reflectă în anomalii de minim gravimetric şi maxim magnetic, iar horsturile în anomalii de maxim gravimetric şi minim magnetic".

Din cele prezentate pînă acum reiese clar esenţa atît a criteriilor cît şi a corelaţiilor de interpretare geologică. Este mai presus de orice discuţie avantajul pe care îl prezintă acestea în interpretarea geologică a rezultatelor lucrărilor geofizice, chiar în regiunile cu structură geologică cunoscută numai parţial, în care se întrevăd posibilităţi de extindere a valabilităţii lor; în problemele de extindere a unor structuri geologice cunoscute, pentru care au fost stabilite acestea, avantajul folosirii lor este şi mai evident.

Mai trebuie precizat că atît criteriile cît şi corelaţiile de interpretare geologică reprezintă un fond naţional de valoare nu numai în interpretarea geologică a rezultatelor lucrărilor geofizice, dar şi la cunoaşterea generală a modului de reflectare în mărimi fizice a elementelor geologice care caracterizează structura geologică a ţării noastre, la întocmirea lucrărilor

---

[1] O. Căruţaşu şi D. Popovici, *Raport asupra prospecţiunii gravimetrice şi magnetometrice din regiunea Baia Mare-Seini*, Arhiva Comitetului geologic, 1961.

[2] St. Airinei, *Imagini gravimetrice şi geomagnetice din regiunea de curbură pentru Carpaţii Orientali şi Ţara Bîrsei*, Studii şi cercetări de geologie, IV, 1, 1959.

interpretative de sinteză, la conturarea domeniului de aplicabilitate al metodelor geofizice de prospecţiune şi carotaj în problemele geologice specifice din ţara noastră, precum şi la proiectarea acestor lucrări geofizice.

CAPITOLUL XXX

PREGĂTIREA MATERIALULUI GEOFIZIC PENTRU INTERPRETAREA GEOLOGICĂ

Prima etapă a procesului de interpretare geologică a rezultatelor lucrărilor de prospecţiune sau carotaj geofizic constă în pregătirea materialului informativ obţinut din aceste lucrări. În principiu, materialul geofizic trebuie adus în forma cea mai corectă şi cea mai sugestivă în acelaşi timp, pentru a pune în evidenţă cît mai bine toate caracteristicile formei de reflectare în mărimile fizice respective ale obiectelor geologice, astfel încît transpunerea lui în termeni geologici să poată fi făcută just şi în cele mai bune condiţii.

Deoarece rezultatele lucrărilor geofizice sînt diferite (anomalii sau elemente structurale deduse) şi caracteristice fiecărei metode geofizice, se arată în cele ce urmează problema pregătirii materialului geofizic pentru interpretarea geologică diferenţiat pe metode.

1. REZULTATELE PROSPECŢIUNII GRAVIMETRICE

Rezultatele prospecţiunii gravimetrice se concretizează în hărţi de anomalii ale cîmpului gravităţii, precum şi ale gradientului orizontal al acestuia sau ale curburii diferenţiale a suprafeţelor echipotenţiale; cum însă anomaliile gradientului orizontal se transformă prin integrare grafică în anomalii ale cîmpului gravităţii, iar curbura diferenţială se utilizează foarte rar în procesul de interpretare geologică, cele ce urmează se vor referi numai la *hărţile de anomalie a cîmpului gravităţii* ca material informativ de bază obţinut prin metoda gravimetrică.

În legătură cu acestea, un rol foarte important îl joacă scările la care se face construcţia grafică a lor, pe de o parte, *scara metrică de reprezentare în plan* şi, pe de altă parte, *scara mărimii fizice reprezentate.*

Hărţile, profilurile, secţiunile gravimetrice etc. trebuie în general să fie echilibrate din punctul de vedere al celor două scări, astfel încît imaginea gravimetrică să nu fie deformată exagerat în raport cu nici una din acestea. Este de asemenea de dorit ca materialul gravimetric să fie prezentat şi la o scară mai mare. Reducerea imaginii gravimetrice în suprafaţă este în avantajul

conducerii în bune condiții a procesului de interpretare geologică, deoarece ochiul surprinde simultan caracteristicile esențiale ale morfologiei anomaliilor gravimetrice, lucru ce nu se întîmplă în cazul unor hărți la scară mică.

În cazul general, scara metrică este impusă de caracterul prospecțiunii gravimetrice și de scara hărților topografice care stau la dispoziție. Scările de 1 : 10 000, 1 : 20 000 și 1 : 25 000 pentru prospecțiuni de detaliu și de 1 : 50 000, 1 : 100 000 și 1 : 200 000 pentru prospecțiuni regionale sînt cele mai obișnuite. Dacă suprafețele prospectate gravimetric sînt mari, este indicat ca la începerea procesului de interpretare geologică să se construiască hărți ajutătoare la scările 1 : 100 000, 1 : 200 000 sau 1 : 500 000, după caz, pentru reducerea imaginilor gravimetrice.

Echidistanța curbelor de egală valoare pe hărțile gravimetrice sau scara verticală a mărimii fizice la secțiuni și profiluri este în general impusă de eroarea de determinare a mărimii gravimetrice și de morfologia anomaliilor. Aceste două condiții (scara metrică și echidistanța curbelor sau scara verticală), trebuie armonios îmbinate pentru ca imaginea gravimetrică obținută să reflecte cît mai adecvat structura geologică.

Dacă morfologia anomaliilor gravimetrice cuprinde variații mult diferite în cuprinsul hărților (zone de valori cvasistaționare, zone de variații slabe și zone de variații rapide în suprafață a valorilor), este de dorit ca să se construiască hărți sau profiluri parțiale, ajutătoare, în care variațiile mici să fie accentuate prin schimbarea potrivită a scării mărimii fizice.

Imaginile reduse, imaginile obținute din cartare și detaliile de exagerare a scării mărimii fizice pentru anomaliile de mică intensitate sînt cele trei tipuri de imagini gravimetrice strict necesare, pentru asigurarea conducerii în bune condiții a procesului de interpretare geologică. Desigur că este greu de dat rețete în acest sens. Principiul după care trebuie să se conducă cel care face această operație este de a obține imagini echilibrate din punctul de vedere al celor două scări.

a. *Hărțile anomaliei cîmpului gravității*. Primul lucru care trebuie avut în vedere la aceste hărți este puterea lor de reflectare a structurii geologice ascunse și independența anomaliilor față de formele de relief.

În general, hărțile gravimetrice în reducerea Bouguer se construiesc cu o valoare unică a densității stratului intermediar. Dacă rocile de deasupra suprafeței de reducere sînt practic omogene din punctul de vedere al densității, lucru care se întîmplă frecvent în regiunile cu roci sedimentare, independența anomaliilor gravimetrice față de formele de relief este de obicei bine asigurată, dacă bineînțeles valoarea acestei densități introdusă în calcul este corectă.

Pentru prospecțiunile pe suprafețe mari, în zone de bazine sedimentare cu strate orizontale sau suborizontale, în care sînt de suspectat variații pe direcție a faciesului litologic al rocilor și o dată cu acestea a densității lor, în zone de structuri regionale monoclinale cu înclinări mici, în zone de depozite transgresive cu înclinări mici etc., adică, în general, în cazurile în care se poate admite pentru stratul intermediar o variație legică (de preferință liniară) se pot construi hărți în reducerea Bouguer cu densități diferite pentru stratul intermediar folosind zone de diferite densități, cu condiția ca saltul valorilor de densitate de la o zonă la alta să fie mic

(0,01—0,02 g/cm³); dacă variaţiile de relief nu sînt mari, se obţine în majoritatea cazurilor o corectă reflectare a structurii geologice ascunse a subsolului.

În regiunile cu roci cristaline sau eruptive de suprafaţă, ca şi în cele cu roci sedimentare în care există contacte de front între formaţiuni de vîrste diferite (şi deci cu densităţi bine diferenţiate ca valoare), lucrurile sînt mai complicate.

La astfel de structuri geologice de suprafaţă, contactele între diferitele tipuri de roci sînt verticale sau foarte înclinate. De aceea, în astfel de regiuni se pot construi hărţi gravimetrice în reducerea Bouguer, cu zone de densităţi diferite pentru stratul intermediar circumscrise diferitelor tipuri de roci; salturile de valoare a densităţii de la o zonă la alta vor fi în acest caz mari. Este cu totul nepermisă în astfel de cazuri zonarea stratului intermediar cu variaţii progresive ale acestuia, prin treceri lente de valoare de la o zonă la alta.

În general este contraindicată construirea de hărţi gravimetrice în reducerea Bouguer cu valori diferite a densităţii stratului intermediar în cazul prospecţiunilor gravimetrice care se întind pe suprafeţe mari şi cu roci foarte diferenţiate. Experienţa a arătat că astfel de hărţi nu conservă o reflectare corectă a structurii geologice ascunse a subsolului şi sînt o sursă de concluzii greşite în interpretarea geologică a anomaliilor gravimetrice.

Anomalia cîmpului gravităţii în reducerea Bouguer este şi rămîne o mărime convenţională şi tot aşa este şi puterea ei de reflectare a structurii geologice a subsolului. Pe această linie considerăm că în regiuni cu structură geologică de suprafaţă, care este complicată şi cu relief accidentat (mai ales cu relief geomorfologic), construirea de hărţi gravimetrice în reducerea Bouguer, cu o valoare medie a densităţii stratului intermediar, este cu totul satisfăcătoare pentru o primă imagine informativă asupra morfologiei anomaliilor gravimetrice. În majoritatea cazurilor, pe această cale se obţine o hartă cu anomalii gravimetrice nivelate cantitativ, fără însă ca acestea să se anuleze sau să se inverseze ca sens. Interpretarea geologică a fiecărei anomalii puse astfel în evidenţă trebuie făcută apoi pe baza unor hărţi construite în mai multe ipoteze de variaţie a densităţii stratului intermediar, care vor fi cu atît mai corecte, cu cît se vor referi la suprafeţe mai restrînse. În astfel de cazuri, cu cît ipotezele vor fi mai multe, cu atît va creşte siguranţa în existenţa anomaliei, dacă bineînţeles ea îşi conservă caracteristicile esenţiale şi deci şi în realitatea obiectului geologic în care aceasta va fi transpusă. Calea aceasta este fără discuţie mai lungă şi mai laborioasă, ea însă exclude posibilitatea de a face erori grave în interpretarea geologică a anomaliilor gravimetrice.

Pentru hărţile anomaliei cîmpului gravităţii obţinute prin integrarea grafică a gradienţilor orizontali, problema densităţii stratului intermediar nu se pune; mai mult decît atît, relieful accidentat fiind prohibitiv pentru măsurarea gradienţilor orizontali astfel de hărţi gravimetrice se vor referi, în majoritatea cazurilor, la regiunile de cîmpie sau cu relief foarte slab. În aceste condiţii reflectarea structurii geologice ascunse a subsolului este mai bine asigurată în acest tip de hărţi gravimetrice.

b. *Profiluri de variaţie a anomaliei gravităţii.* Aceste forme de reprezentare grafică au o mare putere de sugestie şi este indicat să fie folosite în toate procesele de interpretare geologică a anomaliilor gravimetrice.

Profilurile trebuie construite întotdeauna astfel încît să traverseze zonele de apex ale anomaliilor gravimetrice şi să aibă o direcţie ortogonală la direcţia curbelor de egală valoare. În cazul hărţilor gravimetrice de dimensiuni mai mari şi cu o distribuţie nepreferenţială în orientarea anomaliilor, este de preferat ca în locul unor profiluri lineare lungi să se construiască profiluri frînte, astfel încît segmentele acestora să fie permanent ortogonale la direcţiile curbelor de egală valoare. Numai în modul acesta caracteristicile morfologice ale anomaliilor gravimetrice sînt cel mai bine puse în valoare.

Nu este permis să se construiască profiluri de variaţie a anomaliei gravităţii pe direcţii oarecare decît în cazurile în care sînt impuse de comparaţia directă cu date geologice de adîncime, cum ar fi, de exemplu, obligaţia de a trece prin anumite foraje sau pe direcţia unor secţiuni interpretative geologice deja existente. Şi în astfel de cazuri, la acestea trebuie adăugate profiluri construite corect, aşa cum s-a arătat mai sus.

c. *Profiluri de variaţie a gradientului orizontal.* Amplasarea corectă a axelor anomaliilor gravimetrice de maxim sau minim şi mai ales a axelor de inflexiune a variaţiilor rapide ale anomaliei gravităţii, corespunzătoare poziţiei accidentelor rupturale din subsol, separarea mai multor accidente rupturale a căror efect se cumulează în anomalia gravităţii etc., nu se poate face în cele mai bune condiţii direct pe hărţile anomaliei cîmpului gravităţii. De aici apare necesitatea determinării variaţiilor gradientului orizontal al gravităţii pe direcţia profilului. Şi acesta este unul din motivele pentru care profilurile de variaţie a anomaliei gravităţii trebuie construite după direcţia corectă, ortogonală la curbele de egală valoare, pentru că aceasta este de fapt direcţia gradienţilor orizontali.

Profilurile de variaţie a gradientului orizontal pot fi cele măsurate direct, dacă corespund ca direcţie cu profilurile de variaţie a anomaliei gravităţii; în caz contrar sau în cazul în care prospecţiunea gravimetrică s-a bazat pe măsurători de cîmp a gravităţii, determinarea profilurilor de variaţie a gradientului orizontal se face prin derivare grafico-analitică a profilurilor de variaţie a anomaliei gravităţii. În acest scop, profilurile anomaliei gravităţii trebuie reconstruite la scări potrivite, care să permită determinarea diferenţelor de gravitate şi a distanţelor, astfel încît să fie asigurată gradienţilor orizontali determinanţi o precizie de circa $\pm$ 2 E. Practica a arătat că pentru obiecte geologice situate sub adîncimea de 200 m, determinarea gradienţilor orizontali din variaţia anomaliei gravităţii prin derivare directă este cu totul satisfăcătoare pentru amplasarea axelor anomaliilor gravimetrice.

d. *Hărţile altor mărimi gravimetrice.* Pentru studiul complet al morfologiei anomaliilor gravimetrice, ca şi pentru separarea anomaliilor cumulate în anomalia gravităţii determinată la suprafaţa pămîntului, se folosesc după caz şi alte mărimi gravimetrice. Care anume dintre ele sînt recomandabile pentru fiecare caz în parte, aceasta este o chestiune care ţine de experienţa celui care face interpretarea.

În cele ce urmează sînt trecute în revistă cele mai importante, precum şi natura informaţiilor suplimentare pe care acestea le pot aduce:

— *Anomaliile mediate ale cîmpului gravităţii.* Teoria arată şi experienţa confirmă, de altfel, că prin medierea anomaliilor gravităţii se pot separa anomaliile gravimetrice cu grade diferite de regionalitate, legate de obiecte geologice cu dimensiuni şi adîncimi diferite în subsol.

În general se foloseşte separarea pe această cale în *anomalia regională* şi *anomalii locale*. Dacă structura geologică este mai complicată, conţinînd mai mult de două surse de anomalii principale, se pot folosi mai multe medieri succesive cu parametri de calcul diferiţi, obţinîndu-se rezultate concludente, ca în cazul separării anomaliilor gravimetrice din regiunea Şoimari-Calvini [1].

— *Componenta orizontală a cîmpului gravităţii.* Avantajul folosirii acestei mărimi gravimetrice este că separă destul de bine anomaliile locale şi dă indicaţii mult mai precise decît anomalia Bouguer asupra poziţiei obiectelor geologice apropiate ca formă de corpurile cu simetrie verticală, aşa cum s-a arătat în cazul anomaliei gravimetrice de la Slătioarele [2].

— *Gradienţii verticali de ordin superior ai cîmpului gravităţii.* Gradienţii verticali de ordinul I, II şi IV ai cîmpului gravităţii sînt foarte sensibili la adîncimea obiectelor geologice din subsol, care reprezintă sursele de anomalii gravimetrice, efectuînd prin aceasta o bună separare a lor.

În mod obişnuit se foloseşte mai mult gradientul vertical de ordinul II al gravităţii, care prezintă avantajul unui calcul mai simplu şi are mare eficacitate în reflectarea obiectelor geologice locale. În unele cazuri este indicată folosirea combinată a celor trei gradienţi verticali, ca o sursă de informare asupra condiţiilor geologice specifice de la niveluri diferite în subsol, aşa cum a reieşit în cazul anomaliei gravimetrice de la Slătioarele [3].

— *Cîmpul gravităţii continuat analitic în semispaţiul inferior.* Această mărime gravimetrică nu este indicat de folosit decît în regiunile cu roci sedimentare, în care obiectele geologice producătoare de anomalii gravimetrice sînt relativ adînci (peste 500 m adîncime) şi sînt acoperite de o cuvertură de roci practic omogenă din punctul de vedere al densităţii. Aplicată în aceste condiţii compatibile cu condiţiile de eficacitate a ei, această mărime fizică este utilă pentru precizarea detaliilor de formă a obiectelor geologice ascunse în parte şi a adîncimii lor.

e. *Profilurile de variaţie ale altor mărimi gravimetrice.* Se construiesc în acelaşi mod şi pe aceleaşi direcţii ca şi profilurile de variaţie a anomaliilor gravităţii.

În cazul în care în hărţile altor mărimi gravimetrice apar anomalii ale acestora, care nu au un corespondent evident în harta anomaliilor gravităţii, se vor construi profiluri suplimentare, cu respectarea bineînţeles a ortogonalităţii direcţiei lor faţă de direcţia curbelor de egală valoare.

f. *Secţiunile de variaţie ale cîmpului gravităţii continuat analitic în semispaţiul inferior.* Pe direcţia profilurilor de variaţie a anomaliei gravităţii şi mai ales pe direcţia profilurilor impuse de foraje sau de secţiuni geologice

[1] D. Milcoveanu şi R. Botezatu, *Intrepretarea prospecţiunilor gravimetrice în regiunea Soimari-Calvini*, Raport, Arhiva Comitetului geologic, 1947.

[2] R. Botezatu, *Studiul anomaliei gravimetrice de la Slătioarele, Regiunea Piteşti* (manuscris).

[3] *Idem*

ipotetice, este util să se construiască secțiuni de variație a cîmpului gravității pe baza valorilor acestuia continuate analitic în semispațiul inferior. Astfel de secțiuni dau o imagine calitativă asupra distribuției de masă din interiorul secțiunii geologice și prin aceasta asupra poziției și extinderii laterale a obiectelor geologice.

g. *Materializarea elementelor caracteristice ale morfologiei anomaliilor gravimetrice.* Punerea în valoare a imaginilor gravimetrice de mai sus, în scopul efectuării interpretării geologice, are loc în mai bune condiții dacă elementele caracteristice, esențiale, ale morfologiei anomaliilor diverselor mărimi gravimetrice sînt materializate. În mod obișnuit se folosesc următoarele forme de materializare ale acestora pe hărțile gravimetrice:

— *Marcarea anomaliilor de maxim și minim.* În cazul în care anomaliile au un caracter izometric și apar izolate în hărți, se marchează prin semnul (+) anomaliile de maxim și prin semnul (—) anomaliile de minim. Marcarea este indicat să se facă colorat, cu o culoare vie și suficient de gros trasată, pentru ca semnele respective să iasă ușor în evidență.

— *Trasarea axelor anomaliilor de maxim și minim.* Dacă anomaliile gravimetrice au forme alungite sau dacă prezintă o tendință evidentă de ordonare pe anumite direcții preferențiale, atunci este indicat să se traseze axe de maxim și minim. La trasarea acestor axe se va avea în vedere ca ele să reprezinte riguros axele de simetrie gravimetrică, folosind valorile determinate în stații și forma curbelor; în afara anomaliilor închise, la trasarea acestor axe vor fi folosite inflexiunile sau îngenuncherile curbelor care reflectă tendința de maxim sau minim respectivă. Acolo unde apar îndoieli în ceea ce privește trasarea, profilurile de variație a gradientului orizontal vor fi de un prețios ajutor.

Marcarea axelor se face în același mod ca și aceea a anomaliilor.

— *Marcarea axelor de inflexiune a variațiilor rapide ale mărimilor gravimetrice.* Aceste axe se trasează în cazul anomaliei gravității prin zonele de îndesire maximă a curbelor de egală valoare. Pentru harta gravimetrică Bouguer, în majoritatea cazurilor trasarea lor exactă nu se poate face decît pe baza profilurilor de variație a gradientului orizontal al gravității, care marchează printr-un maxim poziția exactă a axei de inflexiune; se pot folosi în acest scop și gradienții verticali de ordin superior ai gravității, în care caz poziția axelor de inflexiune corespunde axelor de anulare a valorilor acestor mărimi.

Trasarea acestor axe se face prin linii întrerupte, cu indicarea sensului de creștere al cîmpului gravității prin săgeți perpendiculare și într-o culoare vie, diferită de a celor precedente.

— *Raionarea zonelor cu caracteristici diferite ale morfologiei anomaliilor gravimetrice.* În cazul în care hărțile diferitelor mărimi gravimetrice prezintă în general variații slabe de intensitate a acestora, însă cuprind zone cu caracteristici diferite ale morfologiei anomaliilor (zone cvasistaționare, zone cu anomalii locale frecvente și de intensitate mică, zone cu variații slabe dar regulate, zone cu variații intense etc.) fără însă ca între acestea să apară variații intense de valori, acestea se separă între ele prin linii convenționale. Aceste linii de separație a zonelor de regim gravimetric diferit se trasează de obicei întrerupt și subțire, de asemenea într-o culoare vie.

h. *Grafice de sinteză a elementelor caracteristice ale morfologiei anomaliilor gravimetrice.* Îndeosebi atunci cînd în pregătirea materialului gravimetric

pentru interpretarea geologică sînt folosite mai multe mărimi gravimetrice din cele indicate mai sus, este util ca elementele caracteristice ale morfologiei acestor anomalii, materializate pe hărţile respective, să fie sintetizate într-un plan de situaţie. Trasarea lor pe un plan unic se va face în culori şi semne diferite, după o legendă stabilită de la caz la caz, pe o bază topografică cît mai completă. În modul acesta se vor putea stabili mai uşor atît concordanţele cît şi legitatea reflectării diferite a obiectelor geologice în anomaliile diverselor mărimi gravimetrice; totodată este asigurată şi localizarea lor cît mai exactă în raport cu reperele bazei topografice.

Întreaga etapă de pregătire a materialului gravimetric pentru interpretarea geologică a lui constă de fapt în studierea sub cît mai multe aspecte a modului de reflectare al obiectelor geologice ascunse — anomalia gravităţii şi a celorlalte mărimi stabilite pe baza ei. Deşi derivate de una şi aceeaşi mărime fizică (anomalia cîmpului gravităţii), datorită caracterului cumulativ al acesteia, mărimile gravimetrice astfel determinate reflectă alte laturi ale obiectelor geologice ascunse, astfel încît folosirea lor este pe deplin justificată.

Prezentate într-o formă sugestivă, echilibrate din punctul de vedere al scărilor şi construite la aceeaşi scară metrică, astfel încît să poată fi suprapuse dacă este nevoie, toate aceste reprezentări grafice şi cartografice constituie un fond informativ valoros, pe baza căruia se poate merge mai departe în procesul de interpretare geologică a rezultatelor prospecţiunii gravimetrice.

2. REZULTATELE PROSPECŢIUNII MAGNETOMETRICE

Rezultatele prospecţiunii magnetometrice se concretizează în hărţi ale anomaliei componentelor verticală şi orizontală a cîmpului geomagnetic.

Cîmpul geomagnetic fiind un cîmp potenţial, ca şi cel al gravităţii, paralelismul formelor de reflectare în anomalii a celor două cîmpuri merge, în unele cazuri, pînă la identitate. Din acest motiv, pregătirea materialului magnetometric pentru interpretarea geologică urmează o cale comparabilă cu a celui gravimetric, aşa cum s-a precizat mai înainte.

Există totuşi în prelucrarea şi pregătirea rezultatelor prospecţiunii magnetometrice unele forme specifice acestei metode. Acestea sînt:

a. *Hărţile altor mărimi magnetice.* Pe lîngă mărimile precizate pentru studiul morfologiei anomaliilor gravimetrice, care se utilizează şi în cazul anomaliilor magnetice, se mai folosesc:

— *cîmpul magnetic continuat analitic în semispaţiul superior*, pentru compararea anomaliilor cartate la sol şi transpuse la niveluri superioare, cu anomaliile aeromagnetice măsurate la aceste niveluri;

— *anomalia totală a cîmpului geomagnetic*, calculată pe baza componentelor verticală şi orizontală (măsurată sau dedusă indirect din cea verticală) sau măsurată aeromagnetic şi al cărei avantaj în procesul de interpretare este că, fiind proporţională cu potenţialul magnetic creat de obiectul geologic, asigură o mai bună localizare a aşezării obiectului geologic în subsol.

b. *Materializarea elementelor caracteristice ale morfologiei anomaliilor magnetice.* Pentru anomaliile magnetice regionale, această operaţie se execută

în același mod ca și pentru anomaliile gravimetrice. Pentru anomaliile magnetice de detaliu, în terenuri cristaline sau eruptive cu roci ferifere, datorită faptului că anomaliile ocupă suprafețe foarte mici și au intensități foarte mari (de mai multe mii de gamma), căile de materializare a caracteristicilor morfologice ale lor indicate pentru anomaliile gravimetrice sau magnetice regionale nu mai sînt corespunzătoare. Din această cauză se folosește în mod curent colorarea acestor hărți magnetice în două culori (roșu pentru zonele de valori pozitive și albastru pentru cele de valori negative) sau hașurarea lor în nuanțe degradate, care sugerează totodată și intensitatea anomaliilor.

În rest, tot ce s-a precizat pentru rezultatele prospecțiuni gravimetrice rămîne integral valabil și pentru rezultatele prospecțiunii magnetometrice.

3. REZULTATELE PROSPECȚIUNII RADIOMETRICE

Rezultatele prospecțiunii radiometrice se concretizează în anomalii radiometrice. O caracteristică a acestor anomalii ca forme de reflectare a conținutului în elemente radioactive a rocilor din subsol este că ele au caracter numai de maxim. Inexistența unor anomalii de minim radiometric, pe de o parte, care să se diferențieze față de cele de maxim, precum și inexistența în momentul de față a folosirii unor alte mărimi printr-o eventuală prelucrare analitică a celor măsurate, pe de altă parte, face ca pregătirea rezultatelor radiometrice pentru interpretarea geologică să fie foarte simplă.

Singurul material radiometric pentru interpretarea geologică sînt hărțile radiometrice obținute prin cartare, la care, după caz, se pot adăuga profiluri de variație a intensității radiațiilor construite pe direcții transversale la anomalii. Precauțiile cu privire la scările de construire a hărților și profilurile radiometrice, precum și la direcția profilurilor radiometrice sînt aceleași, ca și în cazul materialului gravimetric.

4. REZULTATELE PROSPECȚIUNII SEISMOMETRICE

Rezultatele prospecțiunii seismometrice se concretizează în general în secțiuni seismice și hărți structurale cu izobate.

Și la aceste rezultate, un rol foarte important îl reprezintă scările construcțiilor grafice; în legătură cu aceasta, observațiile făcute pentru materialul gravimetric sînt valabile și pentru materialul seismometric.

Principalele forme de reprezentare grafică a rezultatelor prospecțiunii seismometrice, precum și modul de pregătire a lor pentru interpretarea geologică va fi expus în cele ce urmează:

a. *Secțiunile seismice de reflexie.* Pentru prospecțiunile seismometrice care se bazează pe reflexia undelor elastice, secțiunea seismică reprezintă documentul de bază, care dă o imagine asupra caracteristicilor structurii geologice ascunse în planul vertical al profilului seismic. Secțiunile seismice se construiesc de obicei atunci cînd se aplică procedeul corelației continue a undelor reflectate; eventual se pot construi și pe baza rezultatelor seismoson-

dajelor centrale şi chiar a seismosondajelor spaţiale, atunci cînd acestea sînt situate pe profiluri rectilinii.

Este de precizat aici că imaginea caracteristicilor structurii geologice ascunse va fi cu atît mai fidel redată în aceste secţiuni seismice, cu cît direcţia profilurilor va fi mai corect aleasă în faza de măsurători de teren (transversală sau longitudinală faţă de axa structurii); în cazul în care direcţia profilurilor pe axa structurii va fi oblică, înclinările structurale vor fi alterate în valoare, şi din această cauză interpretarea geologică a secţiunii seismice va fi afectată de erori.

De o deosebită importanţă în construirea secţiunilor seismice este şi valoarea vitezei de propagare a undelor elastice folosită în calcule; o valoare diferită de cea reală a acestei mărimi va avea ca urmare alterarea adîncimii elementelor de reflexie corespunzătoare limitelor de separaţie, fapt care de asemenea deschide o cale de erori în interpretarea geologică a acestora.

Secţiunile seismice de reflexie reprezintă un document grafic foarte important pentru interpretarea geologică, deoarece ele conţin date asupra structurii geologice pe o grosime mare a pachetelor de roci, reflectînd structura geologică în toată complexitatea ei. De aceea, de modul cum este construită depinde puterea ei de sugestie cu privire la construcţia geologică a subsolului.

b. *Hărţile structurale de reflexie.* Pe baza reţelelor de profiluri de corelaţie continuă, sprijinite unele pe altele, se pot construi hărţi structurale cu izobate pentru elementele principale de reflexie care apar în secţiunile seismice de reflexie.

De o deosebită importanţă, la construirea acestor hărţi este realizarea unor închideri bune pe fiecare poligon închis constituit din segmente de profiluri. O închidere bună va arăta că operaţiunea de corelare a undelor reflectate s-a realizat în bune condiţii de la un panou la altul de-a lungul profilurilor. Închideri bune nu sînt realizabile decît în cazul cînd structura geologică nu este afectată de accidente disjuncte, rupturale, şi orizonturile seismice au continuitate în secţiuni; în cazul în care acestea sînt întrerupte datorită faliilor şi se regăsesc la niveluri diferite, construirea de hărţi structurale este mult îngreuiată, şi în unele cazuri nici nu este indicată, deoarece astfel de hărţi pot constitui o sursă de erori în interpretarea geologică. În cazul în care însă construirea lor se poate face în bune condiţiuni, hărţile structurale sînt de un preţios ajutor în interpretarea geologică, deoarece ele dau o imagine mai completă şi în suprafaţă asupra caracteristicilor structurii geologice.

La construirea hărţilor structurale se folosesc adesea pe lîngă profilurile de corelaţie şi semisondaje centrale, plasate în zonele dintre profiluri, pentru a îmbunătăţi calitatea acestor hărţi.

c. *Secţiunile de timp în reflexie.* În lucrările seismice care se bazează pe reflexia undelor elastice, atunci cînd există îndoieli asupra constanţei vitezei de propagare a undelor elastice în dezvoltarea pe verticală şi orizontală a diferitelor pachete de roci care intră în constituţia secţiunii geologice, se obişnuieşte prezentarea rezultatelor obţinute de-a lungul profilurilor de corelaţie continuă sub forma de secţiuni de timp. Acestea, construite pe baza timpilor de reflexie corespunzătoare reflexiei normale la strat din punctele de explozie şi conţinînd înfăşurătoarele arcelor de cerc corespunzătoare punc-

telor de explozie (avînd ca rază valoarea timpului respectiv, figurată grafic la o scară potrivită) constituie imagini calitative ale construcției geologice, care sînt cu atît mai apropiate de realitate, cu cît legile de variație a vitezelor de propagare a undelor elastice sînt mai puțin complicate.

În general, secțiunile de timp pun în evidență caracteristicile esențiale ale structurii geologice ascunse.

d. *Hărțile de izocrone de reflexie*. Pe baza secțiunilor de timp se construiesc hărți de izocrone, care reprezintă echivalentul hărților structurale construite pe baza secțiunilor seismice.

Avantajul lor este că redau mai complet și în suprafață caracteristicile structurii geologice ascunse; au însă, ca și secțiunile de timp, numai un caracter calitativ.

e. *Hărțile de vectori*. Aceste hărți sintetizează rezultatele seismosondajelor centrale sau spațiale, redînd înclinarea și adîncimea diferitelor suprafețe de reflexie din subsol în anumite puncte din cadrul regiunii prospectate seismometric.

Astfel de hărți dau o imagine mai puțin completă asupra caracteristicilor structurii geologice însă satisfăcătoare, mai ales dacă ținem cont de faptul că seismosondajele sînt folosite în cazurile în care procedeul corelației continue nu funcționează cu succes din cauza inexistenței unor limite de separație, care să realizeze suprafețe de reflexie continue, sau a unor înclinări foarte mari a acestora.

f. *Seismocarotaje*. Efectuarea seismocarotajelor în găurile de sondă, dacă există foraje în cuprinsul regiunii prospectate seismometric, dă variația vitezei de propagare a undelor elastice pe direcția verticală la pachetele de roci care constituie secțiunea geologică. Cunoașterea acestei variații este deosebit de importantă nu numai pentru calculul elementelor structurale ale limitelor de separație care stau la baza construirii secțiunilor seismice, dar și în desfășurarea mai departe a procesului interpretării geologice, deoarece permite judecarea imaginii seismometrice a structurii geologice prin prisma legității variației unuia din parametrii cei mai importanți ai prospecțiunii seismometrice, și anume acela care influențează cel mai mult rezultatele cantitative cu privire la înclinarea și adîncimea limitelor de separație.

g. *Hărțile cu variația laterală a vitezei de propagare a undelor elastice*. Astfel de hărți se construiesc pe baza valorilor vitezei de propagare a undelor elastice determinate indirect din hodografii de reflexie și eventual din seismocarotaje, dacă pot fi efectuate în regiunea respectivă. Importanța lor în procesul de interpretare geologică este foarte mare, deoarece ele arată influența factorilor litologici care caracterizează pachetele de roci din subsol. Pe de o parte, variațiile litologice sînt importante prin ele înșile din punct de vedere geologic și acestea reprezintă o cale de cunoaștere a lor; pe de altă parte, dacă nu sînt luate în considerație, aceste variații de viteză vor altera valorile de adîncime și de înclinare a limitelor de separație calculată în ipoteza unei viteze de propagare constante lateral.

h. *Hărțile cu variația grosimii zonei de viteze mici*. Aceste hărți se construiesc pe baza rezultatelor obținute din profiluri scurte de refracție sau din microseismocarotaje. Ele au importanță în egală măsură, atît pentru aplicarea corecțiilor la timpii de reflexie, pentru calculul cît mai corect al elementelor

structurale a limitelor de separaţie, cît şi pentru cunoaşterea construcţiei părţii superficiale a secţiunii geologice.

i. *Secţiunile seismice de refracţie*. În prospecţiunile seismometrice care se bazează pe refracţia undelor elastice, secţiunile seismice de refracţie sînt acelea care dau caracteristicile structurii fundamentului pe direcţia profilurilor.

Aceleaşi observaţii pot fi făcute ca şi în cazul secţiunilor seismice de reflexie.

j. *Hărţile structurale ale reliefului fundamentului*. Dacă în prospecţiunea seismometrică se foloseşte procedeul corelaţiei continue a undelor refractate (KMPV) şi se execută în reţea de profiluri, se pot construi hărţi structurale ale reliefului fundamentului. Cu ajutorul lor se obţin informaţii asupra formei şi dezvoltării în suprafaţă a acestuia, informaţiile obţinute fiind de o deosebită importanţă în desfăşurarea procesului de interpretare.

La construirea acestor hărţi trebuie luate aceleaşi precauţii ca şi în cazul hărţilor structurale de reflexie.

k. *Secţiunile de timp în refracţie*. Se construiesc în acelaşi mod şi în acelaşi scop, ca şi în cazul cînd se foloseşte reflexia undelor elastice, cu specificarea că aici se foloseşte timpul primelor sosiri. Este de precizat că utilitatea lor în interpretarea geologică nu este totuşi prea largă în momentul de faţă.

l. *Hărţile de izocrone de refracţie*. Acestea reprezintă echivalentul hărţilor structurale ale reliefului fundamentului, independente de viteza de propagare a undelor elastice în cuvertura de roci care acoperă fundamentul şi se construiesc pe baza secţiunilor de timp în refracţie. Au acelaşi caracter convenţional ca şi acţiunile de timp în reflexie sau refracţie ori hărţile de izocrone în reflexie, însă asigură punerea în evidenţă a caracteristicilor esenţiale ale reliefului fundamentului.

m. *Hărţile cu raionarea zonelor de viteză diferită la suprafaţa fundamentului*. Pe baza valorilor vitezei de limită determinată la procesul de corelaţie continuă a undelor refractate se construiesc hărţi cu zone de valori constante ale acestei viteze. Importanţa unor astfel de hărţi este deosebit de mare, deoarece ele dau informaţii foarte preţioase cu privire la diferenţierea tipurilor de roci care intră în construcţia fundamentului.

n. *Materializarea elementelor structurale caracteristice*. Ca şi în cazul rezultatelor geofizice obţinute prin alte metode, punerea în valoare a elementelor structurale, în scopul interpretării geologice a rezultatelor seismometrice, are loc în mai bune condiţii, dacă elementele esenţiale, caracteristice sînt materializate într-o formă oarecare. În mod obişnuit se practică următoarele forme de materializare:

— *Trasarea orizonturilor seismice de referinţă* (OSR) *pe secţiunile seismice*. Orizonturile seismice care apar continue din construcţia grafică a secţiunilor seismice şi care corespund unor orizonturi fizice (limite de separaţie), ce funcţionează bine ca suprafeţe de reflexie sau refracţie a undelor elastice, sînt cele care sugerează cel mai bine caracteristicile structurii geologice şi de aceea este bine ca ele să fie scoase în evidenţă prin trasarea lor cu o linie mai groasă, eventual colorată, deoarece ele vor servi la construirea hărţilor structurale.

— *Trasarea orizonturilor seismice convenţionale* (OSC) *pe secţiunile seismice*. În absenţa unor orizonturi fizice continue în subsol, pe secţiunile seismice de reflexie apar numai elemente de reflexie disparate (discontinue); acelaşi

lucru este și în cazul secțiunilor seismice de reflexie construite pe baza seismosondajelor centrale sau spațiale.

În astfel de cazuri, materializarea elementelor structurale caracteristice se face prin trasarea de orizonturi seismice convenționale, respectiv de linii continue îngroșate sau colorate printre elementele de reflexie, avînd grijă ca ele să fie permanent paralele cu elementele de reflexie printre care trec. Orizonturile seismice convenționale se trasează pentru fiecare pachet (culoar) de reflexii în interiorul cărora elementele de reflexie pe verticală sînt aproximativ paralele, astfel încît să sugereze formele structurale diferențiate la diferite niveluri în subsol.

Pe baza orizonturilor seismice convenționale se pot construi schițe structurale (hărți structurale convenționale), prin balansarea orizonturilor convenționale din secțiuni, astfel încît să se obțină închideri satisfăcătoare pe poligoane închise. Astfel de schițe structurale au însă numai un caracter calitativ.

— *Marcarea faliilor*. Porțiunile din secțiunile de reflexie în care sînt absente reflexiile (zone mute) și mai ales acelea din secțiunile de reflexie sau refracție, în care orizonturile seismice de referință se întrerup pentru a reapărea la un nivel diferit, reprezintă manifestarea unor accidente rupturale din subsol, care complică propagarea undelor elastice. În astfel de porțiuni ale secțiunilor seismice se trasează, vertical sau înclinat, după caz, linii întrerupte colorate, care marchează prezența unor falii probabile în secțiunea geologică.

— *Marcarea discordanțelor unghiulare*. În secțiunile seismice de reflexie, acolo unde apar îndeosebi cute anticlinale sau monocline a formațiunilor, se întîmplă adesea ca la flancurile acestora să apară elemente de reflexie în contrast unghiular. Acestea reprezintă efectul efilărilor de strate cu discordanță unghiulară și sînt foarte importante în legătură îndeosebi cu acumulările posibile de hidrocarburi. De aceea trebuie puse neapărat în evidență. Marcarea lor se face prin niște triunghiuri mici, cu laturile paralele la cele două înclinări diferite a elementelor de reflexie și trasate ca linii tremurate (cu aspect de sinusoidală).

— *Marcarea axelor structurale*. Axele cutelor anticlinale și sinclinale pe secțiunile seismice, hărți și schițe structurale, secțiuni de timp, hărți de izocrone și hărți de vectori trebuie de asemenea marcate. Marcarea lor pe hărți se face prin linii continue subțiri, cu semnul de anticlinal sau sinclinal plasat din loc în loc pe ele, iar pe secțiuni numai cu semnul respectiv.

În cazul hărților structurale construite pentru un anumit orizont seismic este bine să se traseze nu numai axele structurale ale acestui orizont, ci în culori diferite și a celorlalte orizonturi principale dacă sînt mai multe; în modul acesta vor fi puse în evidență eventualele discordanțe structurale ale pachetelor de roci din subsol.

Executarea tuturor operațiilor de mai sus va aduce întreg materialul seismometric obținut din lucrările de prospecțiune într-o formă proprie și sugestivă în același timp, pentru desfășurarea în cît mai bune condiții a procesului de interpretare geologică.

5. REZULTATELE PROSPECŢIUNII ELECTROMETRICE

Rezultatele prospecţiunii electrometrice se concretizează în mai multe tipuri de reprezentări grafice a mărimilor fizice (măsurate sau deduse indirect din măsurători), decît oricare din celelalte metode de prospecţiune geofizică, deoarece şi formele prospecţiunii electrometrice sînt foarte diferite. Ca în oricare altă metodă de prospecţiune geofizică şi în cazul rezultatelor prospecţiunii electrometrice, un rol deosebit de important îl joacă scările construcţiilor grafice. Principalele forme de reprezentări grafice a rezultatelor prospecţiunii electrometrice, precum şi modul de pregătire al lor pentru interpretarea geologică va fi expus mai departe.

a. *Hărţile cu curbe de egală valoare.* Astfel de hărţi pot cuprinde izoliniile *potenţialului natural* (obţinute prin metoda cu acelaşi nume); ale *teluroparametrului* sau ale *raportului dintre aria elipsei şi aria cercului* (obţinute prin metoda curenţilor telurici); ale *conductanţei longitudinale unitare* (obţinute prin profilare magneto-telurică); ale *potenţialului* (obţinute prin metoda liniilor echipotenţiale în curent continuu; ale *rezistivităţii aparente* — izoohme — (obţinute prin profilare electrică sau sondaj electric vertical); ale *diferenţei de fază* (obţinute prin metoda Turam) etc.

Aceste hărţi se construiesc în general direct, pe baza mărimilor măsurate în teren, fără aplicarea unor reduceri geofizice ca în cazul altor metode, astfel încît precauţiile care trebuie luate sînt numai de ordin instrumental şi metodic.

Avantajul unor astfel de hărţi este că dau o imagine în suprafaţă a obiectului geologic ascuns, care a provocat anomalia în mărimea fizică respectivă, dînd indicaţii asupra prezenţei obiectului, formei şi dimensiunilor lui, eventual a adîncimii etc.

b. *Profilurile de variaţie ale diferitelor mărimi electrometrice.* Profilurile de variaţie a diferitelor mărimi electrometrice se pot construi fie pe baza hărţilor cu izolinii, respectînd direcţia ortogonală la axa anomaliilor, fie pe baza mărimii măsurate direct. Mărimile electrometrice folosite la construirea profilurilor pot fi cele de mai sus (folosite la construcţia hărţilor cu izolini), la care trebuie adăugate: *raportul căderilor de potenţial* în curent continuu şi alternativ (obţinut prin metoda cu acelaşi nume), *parametrul de potenţial provocat* (obţinut prin metoda potenţialului provocat) *diferenţa de fază* şi *raportul amplitudinilor* (obţinute prin metoda Turam) etc.

Avantajul folosirii profilurilor de variaţie a diferitelor mărimi electrometrice în procesul interpretării geologice este acelaşi ca şi la alte metode geofizice, adică putere mare de sugerare a detaliilor de formă a obiectelor geologice.

c. *Diagramele de sondaj electric.* Astfel de diagrame reprezintă variaţia unor mărimi fizice pe o direcţie verticală la pachetul de roci care constituie secţiunea geologică şi pot fi de *sondaj magneto-teluric*, de *sondaj electric-vertical* sau de *sondaj electromagnetic*.

Avantajul folosirii lor este foarte mare, deoarece ele dau indicaţii preţioase asupra variaţiei conductibilităţii electrice în subsol, deci asupra obiectelor geologice ascunse şi asupra adîncimii acestora.

d. *Hărţile structurale*. Pe baza diagramelor de sondaje electrice de diferite tipuri, aşa cum au fost specificate mai sus, se pot construi hărţi structurale, folosind abace cu curbe teoretice calculate pentru stratificaţii orizontale cu 2,3 sau chiar 4 strate diferenţiate după grosime şi valoarea conductibilităţii electrice. Astfel de hărţi vor reflecta cu atît mai fidel structura geologică a subsolului, cu cît înclinările acesteia vor fi mai mici (deci cu cît ne vom îndepărta mai puţin de ipoteza stratificaţiei orizontale) şi cu cît coincidenţa curbelor măsurate va fi mai bună faţă de aceea a curbelor teoretice, pe baza cărora se face interpretarea cantitativă.

Hărţi structurale se mai pot construi şi pe baza metodei profilării magnetotelurice prin metoda curenţilor telurici şi prin metoda intensităţilor.

Valoarea hărţilor structurale de acest tip în interpretarea geologică este aproape egală cu a hărţilor structurale obţinute prin seismometrie, deoarece dau o imagine a structurii geologice în complexitatea ei şi, în unele cazuri, chiar o bună localizare a acesteia în adîncime.

e. *Secţiunile de rezistivitate aparentă*. În cazul particular al folosirii metodei sondajului electric vertical, pe baza profilurilor liniare de astfel de sondaje şi a diagramelor obţinute la ele, se pot construi secţiuni verticale pe direcţia profilurilor, cu variaţia rezistivităţii aparente. Aceste secţiuni dau cu suficientă precizie poziţia obiectelor geologice din subsol, care sînt în contrast de conductibilitate electrică faţă de masa rocilor din jur.

f. *Hărţile de vectori*. Astfel de hărţi conţin distribuţia în plan a unor mărimi convenţionale, reprezentate vectorial, şi se folosesc pentru a reprezenta rezultatele prospecţiunilor electrometrice prin metoda inducţiei sau prin metoda spirei. Prin distribuţia convergentă sau divergentă a vectorilor, aceste hărţi indică prezenţa în subsol a unor obiecte geologice; nu dau însă suficiente indicaţii asupra mărimii şi adîncimii acestor obiecte.

g. *Materializarea elementelor caracteristice ale anomaliilor electrometrice sau ale imaginilor structurale*. Şi în cazul rezultatelor prospecţiunii electrometrice, materializarea elementelor caracteristice în reprezentările grafice ale acestora are ca scop punerea lor în valoare, pentru ca procesul de interpretare geologică să se desfăşoare în cît mai bune condiţii şi să conducă la concluzii cît mai juste. În mod curent se folosesc următoarele forme de materializare:

— *Trasarea axelor anomaliilor de maxim şi minim pe hărţile cu curbe de egală valoare*. În cazul acestor hărţi se trasează axele de simetrie ale anomaliilor, marcîndu-se cu (+) cele de maxim şi cu (—) cele de minim. Trasarea se face de obicei colorat, într-o nuanţă vie.

— *Marcarea axelor structurale*. Axele cutelor anticlinale pe hărţile structurale şi eventual cele de convergenţă sau divergenţă a vectorilor pe hărţile cu vectori se trasează prin linii subţiri, continue şi colorate, cu semnul de anticlinal, respectiv sinclinal, plasat din loc în loc pe ele.

— *Colorarea hărţilor cu curbe de egală valoare sau a secţiunilor de rezistivitate aparentă*. Pentru a scoate în evidenţă mai bine morfologia anomaliilor diferitelor mărimi electrometrice în hărţi sau secţiuni se obişnuieşte uneori colorarea acestora în două culori (roşu pentru zonele de maxim şi albastru pentru cele de minim).

În modul acesta, materialul informativ obținut prin prospecțiunile electrometrice este adus într-o formă cît mai potrivită, pentru a ușura și, în același timp, a asigura succesul desfășurării în bune condiții a procesului de interpretare geologică.

6. REZULTATELE METODELOR DE CAROTAJ GEOFIZIC

Rezultatele carotajelor geofizice se concretizează în *diagrame de carotaj*, care exprimă variația diferitelor mărimi fizice de-a lungul găurilor de sondă, diferențiate după metoda utilizată. Spre deosebire de marea majoritate a mărimilor fizice folosite în metodele de prospecțiune geofizică, care înainte de a fi supuse interpretării geologice necesită aplicarea unor corecții sau reduceri, precum și o serie de prelucrări matematice care conduc final la transformări cantitative ale datelor măsurate, mărimile fizice folosite în metodele de carotaj geofizic sînt interpretate geologic direct, în forma brută, așa cum au fost stabilite prin măsurători. De aici derivă faptul, foarte important de altfel, că pregătirea rezultatelor carotajelor geofizice în vederea desfășurării procesului de interpretare geologică este mult mai simplă decît aceea a rezultatelor prospecțiunilor geofizice.

Principalele forme de reprezentare grafică a rezultatelor carotajelor geofizice sînt următoarele:

a. *Diagramele (curbele) de carotaj*. Astfel de diagrame exprimă variația de-a lungul găurii de sondă a *potențialului natural* obținută prin carotaj electric, a *rezistivității aparente* obținută prin carotaj electric sau carotaj electric lateral (BKZ), a *gradientului rezistivității aparente* obținută prin carotaj electric, a *parametrului de potențial provocat* obținută prin carotaj electrolitic, a *intensității radiației* γ obținută prin carotajul radioactivității naturale, a *intensității radiației* γ *secundară* obținută prin carotajul neutronic și a *temperaturii* obținută prin carotajul termic.

b. *Graficele de paralelizare a diagramelor de carotaj*. Executarea operațiilor de carotaj prin mai multe metode geofizice la aceeași gaură de sondă dă posibilitatea de a se construi grafice, în care diferitele curbe de carotaj sînt figurate în paralel. Astfel de grafice sînt deosebit de utile în procesul de interpretare geologică, deoarece ele dau posibilitatea de a constata și a aprecia direct modul în care are loc reflectarea în diversele mărimi fizice utilizate a diferitelor strate, diferențiate litologic, străbătute de gaura de sondă.

c. *Armonicile de carotaj*. Pentru grupe de sonde situate de-a lungul unor profiluri liniare se construiesc grafice în care sînt figurate curbele de carotaj obținute prin aceeași metodă (de obicei prin carotaj electric sau radioactiv), în secțiunea verticală a profilului. Astfel de grafice poartă numele de *armonici de carotaj* și sînt foarte utile pentru realizarea corelațiilor structurale sau litologice, pe distanțe mici (la sonde învecinate din șantiere) sau mai mari (între sonde de explorare sau chiar între șantiere).

d. *Hărțile structurale*. Pentru sondele grupate în suprafață se pot construi hărți structurale cu izobatele anumitor anomalii din curbele de carotaj care se conservă în toate diagramele. Aceste hărți au o mare valoare în interpreta-

rea geologică, îndeosebi în legătură cu amplasarea eventualelor falii și cu delimitarea zăcămintelor.

e. *Materializarea elementelor caracteristice ale anomaliilor din curbele de carotaj*. Este cunoscut faptul că diagramele de carotaj conțin una sau mai multe curbe de variație a parametrilor fizici, caracteristice metodei de carotaj geofizic utilizată. Astfel, diagramele de carotaj electric conțin trei curbe (potențial natural, rezistivitate aparentă și gradientul rezistivității aparente); cele de carotaj electric lateral conțin cinci curbe de rezistivitate aparentă, obținute cu cinci distanțe diferite între electrozii A și M; cele de carotaj radioactiv conțin două curbe (γ și neutron — γ), iar cele de carotaj electrolitic și termic cîte una.

Prima operație care se face la aceste diagrame este copierea lor de pe hîrtia fotografică pe care au fost înregistrate pe hîrtie de calc și notarea adîncimilor în dreptul reperelor înregistrate pe diagrama originală; acolo unde este cazul, o dată cu operația de copiere se face și aducerea la același nivel a curbelor (de exemplu, curbele de potențial natural și rezistivitate aparentă la carotajul electric sînt deplasate pe diagrama de înregistrare, deoarece prima este în raport cu electrodul M' și a doua în raport cu punctul O, care este centrul distanței dintre electrozii de măsură M și N; de aceea, ele se deplasează relativ una față de cealaltă la copiere cu distanța OM').

După redesenare, pe diagrame se face separarea și marcarea complexelor și a stratelor, precum și notarea lor. Marcarea se face prin linii orizontale groase, la nivelurile la care apar și încetează anomaliile pozitive sau negative ale mărimii fizice și care se detașează net de restul curbei cu variații mici. Notarea anomaliilor se face prin indicativii geologici ai complexelor sau stratelor în regiunile în care se cunosc, sau convențional (prin litere sau cifre) acolo unde nu este posibilă de la început identificarea geologică a lor.

Prin separarea și notarea complexelor și a stratelor, operația de corelare a lor pe armonici sau în hărți structurale este ușurată și, prin aceasta, însuși procesul de interpretare geologică va fi posibil în condiții mai bune și mai sigure de succes în ceea ce privește justețea concluziilor.

CAPITOLUL XXXI

APRECIEREA CALITĂȚII REZULTATELOR LUCRĂRILOR GEOFIZICE

În capitolul precedent a fost arătat cum se face studiul caracteristicelor morfologiei anomaliilor sau elementelor structurale deduse indirect, care reprezintă rezultatele lucrărilor geofizice și căile cele mai indicate pentru ordonarea acestui material. Rezultatele lucrărilor geofizice sînt acum studiate

şi a fost pus în evidenţă modul în care, în general, diversele laturi ale obiectelor geologice din subsol se reflectă în diferitele mărimi fizice folosite.

Rămîne acum o problemă care nu a fost încă lămurită, şi anume: care din aceste anomalii sau elemente structurale deduse indirect au o semnificaţie geologică legată de problema geologică de rezolvat şi care din ele sînt produse de alte cauze, pe care le considerăm neinteresante din acest punct de vedere?

Este de precizat că aici, termenul de „calitate" a rezultatelor lucrărilor geofizice este luat într-un sens mai larg; el nu se referă numai la precizia datelor de măsurare sau la precizia operaţiilor de prelucrare, ci şi la justeţea metodicii şi tehnicii folosite în executarea măsurătorilor, justeţea alegerii metodelor de prelucrare cele mai adecvate, alegerea judicioasă a parametrilor care eventual intervin în prelucrare, modul potrivit în care au fost eliminaţi factorii negeologici, care se reflectă în mărimile măsurate, influenţa factorilor geologici de importanţă minoră sau care nu au legătură cu obiectivul lucrării etc. Din acest motiv, nu este cazul de definit calitatea rezultatelor geofizice prin eroarea finală a mărimilor fizice supuse interpretării geologice.

Aprecierea calităţii rezultatelor lucrărilor geofizice este o altă etapă a procesului de interpretare geologică a acestora. De modul cum este apreciată calitatea rezultatelor geofizice şi de modul cum se face trierea materialului care se supune interpretării geologice depinde în mare măsură succesul acestei operaţii.

Aprecierea calităţii are trăsături specifice fiecărei metode geofizice în parte; de aceea, discuţia în acest sens o vom face diferenţiat pentru rezultatele fiecărei metode.

1. REZULTATELE PROSPECŢIUNII GRAVIMETRICE

În condiţiile unor bune măsurători de teren şi a construirii în bune condiţii a hărţilor gravimetrice Bouguer (avînd toate reducerile aplicate corect astfel încît anomaliile să nu prezinte o corelaţie evidentă cu formele de relief), a alegerii judicioase şi a aplicării corecte a metodelor de prelucrare pentru determinarea anomaliilor altor mărimi gravimetrice, anomaliile gravimetrice din astfel de hărţi cumulează efectul următoarelor cauze:

— erorile fortuite de măsurare;
— erorile fortuite de prelucrare;
— variaţiile de densitate, superficiale, legate de natura terenurilor de la suprafaţă;
— variaţiile de densitate provenite din variaţii laterale de facies a rocilor de adîncime;
— obiectele geologice căutate;
— obiectele geologice cu un grad diferit de regionalitate faţă de cele căutate.

Dintre acestea, numai ultimele două, eventual trei, sînt legate de problema geologică de rezolvat, celelalte neprezentînd nici un interes geologic imediat.

Erorile de măsurare, ca şi cele de prelucrare pentru determinarea altor mărimi gravimetrice, se reflectă în anomaliile gravimetrice de diferite tipuri prin alterarea intensităţii şi modificarea formei acestora, producînd inflexiuni,

îngenuncheri, sinuozități etc. în traiectul curbelor de egală valoare, care în general deformează imaginea acestora.

Variațiile de densitate a terenurilor de la suprafață se pot reflecta în mod diferit, după natura acestor terenuri. Dacă au un caracter lenticular sau stratiform întrerupt (de exemplu: pietrișuri de terasă spălate pe văi), dacă reprezintă material de umplutură adus din altă parte (aluviuni, conuri de dejecție, grohotișuri etc.), dacă reprezintă varietate de caracteristici petrografice (cum se întîmplă în zonele cu roci eruptive și cu grade diferite de alterare), dacă reprezintă zone puternic tectonizate la suprafață și cu circulație de ape de-a lungul lor, dacă reprezintă un relief de eroziune puternic și acoperit cu depozite subțiri (văi îngropate) etc., atunci toate acestea se vor reflecta în anomalii gravimetrice relativ intense însă de dimensiuni mici, circumscrise cauzelor superficiale care le produc. Dacă însă nu au un caracter pur local, ca cele de mai sus, ci reprezintă o variație direcțională a densității, atunci ele se vor manifesta și în anomalia gravimetrică, ca o variație în aceeași direcție.

Deci importanța care trebuie acordată microanomaliilor cu caracter parazitar de tipul celor indicate mai sus, neinteresante pentru problema geologică de rezolvat, trebuie să fie destul de mare.

Dacă anomaliile produse de obiectele geologice din subsol sînt destul de intense, depășind cîțiva miligali pe hărțile gravimetrice Bouguer, atunci microanomaliile nu vor fi în măsură să schimbe sensul acestora, însă le vor deforma dimensiunile și intensitatea, vor face din anomalii simetrice niște anomalii asimetrice etc. Toate acestea sînt bineînțeles în detrimentul conducerii, în bune condiții a procesului de interpretare geologică.

Dacă însă anomaliile produse de obiectele geologice din subsol sînt de intensitate mică, în jur de 1 mgal, așa cum se întîmplă îndeosebi în cazul prospectării gravimetrice a zăcămintelor metalifere, este foarte posibil ca microanomaliile parazitare să producă chiar inversarea sau anularea anomaliilor interesante și în orice caz vor da o notă haotică morfologiei anomaliilor gravimetrice.

Și într-un caz și în celălalt, anomaliile gravimetrice în reducerea Bouguer trebuie judicios apreciate, dacă au sau nu drept cauză obiecte geologice interesante. Mai gravă este reflectarea acestor cauze neinteresante pentru problema geologică de rezolvat în anomaliile celorlalte mărimi gravimetrice, la care, prin procesul de prelucrare, ele sînt mult amplificate în intensitate.

O metodă care dă bune rezultate în practică este aceea de *nivelare* a anomaliilor gravimetrice Bouguer. Această nivelare poate fi făcută fie prin nivelarea cu mîna liberă a curbelor de egală valoare, fie mai judicios prin medierea anomaliei în reducerea Bouguer, folosind un parametru de calcul care depășește cu puțin dimensiunea acestor microanomalii. Aplicarea metodelor de prelucrare pentru calculul altor mărimi gravimetrice pe astfel de hărți Bouguer nivelate va face ca erorile de determinare a anomaliilor acestor mărimi să fie mult diminuate.

Tratată ca mai sus, problema este în parte rezolvată în bune condiții. Se ridică însă o altă problemă, și anume aceea că obiectele geologice din subsol, avînd o formă oarecare, în general cu variații interne de densitate, este legitim să ne așteptăm ca morfologia anomaliilor în care se reflectă să nu fie regulată, mai ales dacă adîncimea lor nu este prea mare și, în acest caz, ceea ce noi

apreciem ca microanomalii parazitare, să fie în realitate detalii de formă a reflectării acestora în anomalii gravimetrice.

S-ar părea că aici am ajuns la un punct mort. În realitate nu este chiar așa, deoarece există sau se pot crea posibilități de discriminare a acestor două tipuri de microanomalii. Studiul judicios al tuturor surselor de erori de măsurare pentru anomaliile Bouguer și al erorilor de prelucrare în celelalte mărimi gravimetrice, pe de o parte, și cunoașterea într-un grad cît mai înalt a regiunii prospectate, pe de altă parte (cartare geologică; observații directe în timpul fazei de măsurători pe teren; măsurători experimentale pe cauze cunoscute de microanomalii parazitare în faza de măsurători pe teren etc.), sînt căi la îndemîna oricui de a rezolva în cea mai bună parte acestă problemă delicată.

Desigur că problema trebuie rezolvată de la caz la caz, soluția ei fiind greu de prins într-o formă generală și în nici un caz nu poate avea caracter de „rețetă". Pentru regiunile cu terenuri sedimentare este recomandabil ca să nu fie interpretate geologic anomaliile gravimetrice care nu depășesc de cîteva ori intensitatea și dimensiunile în plan a microanomaliilor. Pentru regiunile cu terenuri cristaline sau eruptive, situația este mai dificilă, deoarece obiectele geologice produc anomalii gravimetrice, care pot fi de intensitatea și dimensiunile microanomaliilor parazitare, astfel încît aprecierea lor rămîne la latitudinea absolută a celui care face interpretarea, bineînțeles o latitudine obiectivă, pe baza unei analize atente a situației geologice locale.

Este inutil de insistat asupra importanței și avantajelor pe care le are justa apreciere a calității anomaliilor gravimetrice, clasificarea și ordonarea acestora după criteriul calitativ, în sensul celor expuse mai sus, în procesul de interpretare geologică. Procedînd în modul acesta, cel ce face interpretarea geologică va avea un material gravimetric cîntărit cu grijă și ordonat în mod just, fiind scutit de riscul de a interpreta anomalii gravimetrice fără semnificație geologică și a ajunge la soluții interpretative greșite sau chiar imposibile.

2. REZULTATELE PROSPECȚIUNII MAGNETOMETRICE

Aprecierea calității anomaliilor magnetice se face, în general, după aceleași criterii ca și a celor gravimetrice.

Influența microanomaliilor magnetice trebuie considerată separat, după tipul de prospecțiune magnetometrică și obiectivul geologic urmărit.

În terenurile sedimentare și pentru caracterul regional al prospecțiunilor magnetometrice, influența microanomaliilor magnetice este de aceeași natură, ca și în cazul prospecțiunilor gravimetrice, și se elimină în același mod, adică prin *nivelarea* curbelor de egală valoare.

În terenurile cristaline și eruptive, cu conținuturi în magnetit de obicei mai mari decît cele sedimentare, microanomaliile magnetice sînt în general mult mai intense; deși intensitatea anomaliilor magnetice produse de zăcămintele de fier îndeosebi este foarte mare (de ordinul a cîteva mii de gamma), influența microanomaliilor rămîne totuși destul de puternică. La aceasta contribuie și caracterul de detaliu al prospecțiunilor în astfel de regiuni. Și

în acest caz, *nivelarea* curbelor de egală valoare rămîne cea mai bună soluție pentru degajarea anomaliilor magnetice produse de zăcăminte, de acest fond anomal cu cauză superficială și neinteresantă sub aspectul geologic.

Sînt însă cazuri în care microanomaliile magnetice devin interesante prin ele înșile și sînt folosite pentru determinarea unor caracteristici de structură și textură a rocilor (v. cap. 19 — Micromagnetismul). În astfel de cazuri, ele nu mai deranjează prospecțiunea magnetometrică ci, din contra, vin în sprijinul interpretării geologice a rezultatelor acestei prospecțiuni, aducînd în discuție elemente noi de informare asupra caracteristicilor structurii geologice a regiunii prospectate.

Pentru terenurile cristaline și eruptive, mai mult decît pentru cele sedimentare, o problemă deosebit de importantă și nerezolvată încă în metoda de prospecțiune magnetometrică este aceea a efectelor de relief. Formele de relief constituite din roci cu un conținut relativ mare în magnetit, fără însă a constitui zăcăminte, se vor reflecta ca anomalii magnetice în hărți. Astfel pe văi vor apărea minime magnetice, pe pante vor apărea anomalii magnetice dipolare etc. Interpretarea unor astfel de anomalii, pentru care încă nu există o metodă de corectare, ca fiind produse de obiecte geologice interesante din punctul de vedere economico-minier, este o greșeală gravă. Singura cale pentru a ne feri de astfel de greșeli este compararea hărților magnetice cu hărțile topografice și eliminarea, în procesul interpretării geologice, a anomaliilor care sînt suspectate a fi produse de formele de relief.

3. REZULTATELE PROSPECȚIUNII RADIOMETRICE

Aprecierea calității anomaliilor radiometrice se face pe baza acelorași criterii, ca și a anomaliilor magnetice. Singurul amănunt de specificat în plus este faptul că reflectarea formelor de relief în anomaliile radiometrice este și mai puțin cunoscută în momentul de față, decît în ceea ce privește anomaliile magnetice.

4. REZULTATELE PROSPECȚIUNII SEISMOMETRICE

În condițiile executării în bune condițiuni a înregistrărilor de teren (împușcarea cu cantitatea optimă de dinamită, înregistrare cu amplificare, filtraj și mixaj adecvat etc.) și a aplicării unei metodici potrivite în vederea rezolvării problemei geologice, elementele structurale deduse indirect pe bază de date seismometrice vor depinde ca adîncime și înclinare de următorii factori:

— erorile fortuite de citire a timpilor pe seismograme;
— valorile vitezelor de propagare a undelor elastice introduse în calcul;
— calitatea corecțiilor de strat de alterație și de elevație folosite;
— existența unor refracții secundare a undelor elastice în pachetul de roci care acoperă limita de separație calculată;

— existența unor reflexii multiple a undelor elastice în pachetul de roci care acoperă limita de separație calculată;

— existența unor difracții a undelor elastice produse la suprafața limitei de separație calculată;

— curbura limitelor de separație, care face ca unda reflectată sau refractată de aceasta să nu fie în același plan cu unda incidentă;

— direcția profilului seismic față de linia de cea mai mare pantă a stratificației.

Aprecierea calității secțiunilor seismice, ca element primar de interpretare geologică, în aceste condiții este desigur dificilă.

Calea cea mai sigură în lucrările de seismică-reflexie este de a transforma în elemente de reflexie pe secțiunea seismică toate impulsurile care apar în mod clar pe seismogramă. În modul acesta se va putea face o triere a lor, eliminînd în procesul interpretării geologice acele elemente de reflexie care nu se încadrează în tendința generală pe care o au acestea pe secțiunea seismică. Astfel vor putea fi eliminate elementele de reflexie stinghere, situate la adîncimi mari, și care apar pe seismogramă la un multiplu al timpului unui alt element de reflexie, ca fiind reflexii multiple; elementele de reflexie cu înclinări net diferite sau inverse față de a celor vecine, ca fiind refracții secundare etc. De asemenea, în privința zonelor mute, în care reflexiile sînt absente, se va proceda cu mult discernămînt, pentru a vedea dacă este cazul de interpretat că se datoresc unor falii sau provin din cu totul alte cauze (curbură a limitei de separație, difracții, refracții secundare etc.); în acest sens, existența unor orizonturi seismice de reflexie corespunzătoare unor suprafețe fizice de reflexie vor fi de un mare ajutor la aprecierea calității secțiunilor seismice de reflexie.

Problema cea mai importantă la secțiunile seismice de refracție este determinarea corectă a faliilor, în cazul că acestea există în realitate. Dacă faliile au o amplitudine mai mare, atunci construirea hodografului undelor difractate și aspectul lui de hiperbolă în zona de întrerupere a undei refractate va fi un argument corect și hotărîtor pentru existența lor; dacă însă faliile au o amplitudine mică, astfel încît hodograful undelor difractate nu poate fi construit sau nu este concludent, nu se va putea ști dacă întreruperile orizontului seismic construit pe baza undei refractate sînt produse de existența unor falii sau de alte fenomene secundare care au perturbat propagarea undelor elastice. În astfel de cazuri, calitatea secțiunilor seismice de refracție va fi slabă și trebuie procedat cu rezerve în procesul de interpretare geologică a lor.

Reflectarea alterată a înclinărilor pe secțiunile seismice, datorită direcției incorecte a profilurilor față de structura geologică se rezolvă în hărțile structurale prin trasarea izobatelor în plan și mai ales prin completarea cu datele seismosondajelor centrale amplasate între profiluri.

Cît privește influența primilor trei factori asupra adîncimilor și înclinărilor calculate pentru suprafețele seismice, este indicat să se determine eroarea maximă totală în condițiile locale cu care acestea pot interveni, în funcție de erorile maxime posibile ale fiecărui factor. Valoarea erorii maxime totale va fi de un prețios ajutor în aprecierea existenței unor deformări tectonice sau forme de relief de eroziune a rocilor din subsol, mai ales în cazurile în care înclinările acestora sînt mici.

5. REZULTATELE PROSPECȚIUNII ELECTROMETRICE

Aprecierea calității rezultatelor prospecțiunii electrometrice trebuie privită diferențiat pe metodele, multe la număr, ale acestui gen de prospecțiune geofizică.

În general, presupunînd că s-a ales metoda cea mai potrivită de prospecțiune a obiectului geologic căutat și că metodica și tehnica de lucru a fost aplicată în bune condiții, rezultatele prospecțiunii electrometrice vor reflecta în afară de obiectele geologice căutate și efectul următoarelor influențe:

— erorile fortuite de măsurare a mărimii electrometrice respective;

— erorile fortuite ale procedeelor de calcul;

— factorii perturbatori de suprafață (îndeosebi umiditatea solului);

— erorile interpretării cantitative a diagramelor de sondaje electrice pentru construirea hărților structurale;

— prezența rocilor cu conductibilitate electrică foarte mică în secțiunea geologică, funcționînd ca ecrane în propagarea curentului electric în subsol;

— prezența rocilor cu conductibilitate electrică foarte mare, situate îndeosebi către suprafață, care canalizează propagarea curentului electric;

— anizotropia proprietăților electrice a rocilor.

Contribuția erorilor fortuite de măsurare sau calcul poate fi evaluată ca eroare maximă posibilă și de asemenea apreciată influența probabilă a ei asupra anomaliilor electrometrice, supuse interpretării geologice, în ceea ce privește alterarea morfologiei și intensității lor; evident, nu vor fi interpretate geologic anomaliile care nu depășesc de cîteva ori în intensitate valoarea acestei erori maxime.

La transformarea diagramelor de sondaje electrice de toate tipurile în elemente structurale, sursa principală de erori provine din ipoteza stratificației orizontale, în care sînt calculate abacele teoretice, și din alegerea curbei teoretice cu cea mai bună coincidență față de cea măsurată. În legătură cu aceasta, cel care face interpretarea geologică trebuie să analizeze cu multă atenție, dacă astfel de hărți structurale sînt justificate de caracteristicile structurii reale a subsolului și deci dacă pot fi interpretate geologic.

Influența factorilor perturbatori de suprafață poate fi și ea destul de mare, pentru aceasta este bine ca încă din faza de teren, anomaliile electrometrice obținute să fie controlate prin profiluri transversale, remăsurate în condiții optime de suprafață. În caz că nu s-a făcut acest lucru și există suspiciuni din acest punct de vedere în legătură cu unele anomalii, este mai indicat ca acestea să fie lăsate de o parte în procesul interpretării geologice.

Prezența unor niveluri de roci ecran în subsol va face ca datele electrometrice să nu reflecte decît obiectele geologice situate deasupra acestora, limitînd posibilitățile de investigație în adîncime a metodelor electrometrice. Același lucru se poate spune și despre prezența unor niveluri foarte bune conductoare, care vor canaliza preferențial propagarea curentului electric, creînd o distribuție a acestuia în subsol cu totul alta decît aceea regulată, care are loc în cazul unei cuverturi de roci omogene din punctul de vedere al proprietăților electrice — ipoteză în care în mod obișnuit se face interpretarea.

În sfîrşit, anizotropia proprietăţilor electrice se manifestă puternic, mai ales în terenurile cu pachete de roci puternic dislocate, în care mărimile electrometrice măsurate devin dependente de poziţia relativă a dispozitivelor de măsură faţă de structura geologică.

După cum se vede, sursele de influenţe neinteresante din punctul de vedere al obiectivului economic al prospecţiunii electrometrice sînt multe şi importante; de aceea, pentru o bună apreciere a calităţii rezultatelor este indicat ca să se obţină date prin mai multe metode electrometrice, influenţa factorilor de mai sus fiind diferită de la o metodă la alta. Astfel, de exemplu, prospectarea zăcămintelor de minereuri metalifere este indicat să se efectueze prin metoda potenţialului natural şi una din metodele de inducţie, a structurilor sedimentare prin metoda rezistivităţilor şi a curentului teluric etc.

6. REZULTATELE CAROTAJULUI GEOFIZIC

În condiţiile executării măsurătorilor de carotaj geofizic cu metoda cea mai adecvată şi a absenţei unor fenomene perturbatoare în dispozitivul de măsurare (scurgeri de curent, paraziţi inductivi şi de inducţie, capacităţi, rezonanţe în galvanometrii cu înregistrare fotografică etc.) sau de transport a electrodei în sondă (alunecări ale cablului pe toba troliului, viteză de circulaţie prea mare a electrodei în timpul înregistrării etc.), rezultatele carotajului geofizic vor cuprinde, în afară de reflectarea caracteristicilor structurii geologice, şi efectul următoarelor cauze:

— variaţiile de diametru a găurii de sondă (caverne);
— existenţa în pereţii găurii de sondă a unor obiecte metalice (porţiuni de burlan, pene de deviaţie, scule de instrumentaţie etc.);
— prezenţa coloanei de tubaj;
— talpa sondei;
— curenţi vagabonzi şi cîmpuri electrice de galvano-coroziune;
— pătrunderea noroiului de foraj în roci;
— circulaţia apei în spatele coloanei;
— fluctuaţiile de intensitate a radiaţiilor;
— radiaţia cosmică;
— schimbarea stării tehnice a sondei.

Influenţa variaţiilor de diametru a găurii de sondă şi a cavernelor se manifestă pe curbele de rezistivitate aparentă, îndeosebi cînd acestea sînt plasate în roci cu rezistivitate specifică mare, sub formă de scădere locală a rezistivităţii aparente.

Existenţa în pereţii sondei a unor obiecte metalice rămase din timpul procesului de foraj este pusă în evidenţă pe curbele de rezistivitate aparentă printr-un minim şi un maxim al acestei mărimi, plasate în dreptul capetelor acestor obiecte.

Prezenţa coloanei de tubaj în gaura de sondă influenţează variaţia temperaturii înregistrată prin carotajul termic, ca urmare a deformării suprafeţelor izoterme produsă de existenţa acestei coloane metalice, cu conductibilitate termică mult mai mare decît a rocilor.

Influenţa tălpii sondei se manifestă şi pe curbele de rezistivitate aparentă, unde, din cauza ecranării curentului electric de către aceasta, nu mai are loc difuzarea lui în rocile de sub talpă şi apar minime ale acestei mărimi, precum şi pe diagramele de temperatură, unde din cauza suprafeţei mai mici de răcire la partea inferioară a sondei apar maxime de temperatură.

Existenţa curenţilor vagabonzi în subsol, îndeosebi în vecinătatea instalaţiilor industriale, se manifestă pe curbele de rezistivitate aparentă, potenţial natural şi potenţial provocat prin variaţii mici şi neregulate, dînd acestora un aspect dantelat. Cîmpurile electrice de galvano-coroziune influenţează de asemenea curbele de potenţial natural şi potenţial provocat, producînd deformări neregulate ale acestora.

Pătrunderea noroiului de foraj în roci şi colmatarea acestora deformează curbele de potenţial natural şi potenţial provocat, deplasîndu-se în sensul valorilor pozitive, precum şi curbele de temperatură pe care se manifestă sub formă de maxime sau minime, în funcţie de raportul în care se găseşte temperatura lui faţă de aceea a rocii.

Circulaţia apei în spatele coloanei din stratele debitoare către cele receptoare influenţează curbele de temperatură sub formă de maxime sau minime, în funcţie de raportul în care se găseşte temperatura apei, faţă de aceea a noroiului de foraj din gaura de sondă.

Influenţa fluctuaţiilor intensităţii radiaţiei măsurate provine din caracterul statistic al desfăşurării în timp a proceselor nucleare, radiaţia medie variind între anumite limite; ea se manifestă pe curbele carotajului γ natural, prin fluctuaţii nelegice de valoare a radiaţiei înregistrate.

Manifestarea radiaţiei cosmice are loc tot pe curbele radiaţiei γ naturale, mai intensă în porţiunea superioară a găurii de sondă.

În sfîrşit, schimbarea stării tehnice a sondei ca, de exemplu, la ieşirea din noroi a electrodei, la intrarea ei în coloana de tubaj, la schimbarea diametrului găurii sau a numărului de coloane, la nivelele de apariţie sau dispariţie a cimentului în spatele coloanei de tubaj etc. influenţează şi ea curbele radiaţiilor γ natural şi mai ales neutron — γ, provocînd deformări anomale ale acestora.

Cauzele specificate mai sus, ca şi altele de ordin instrumental, care pot apărea eventual, deformează rezultatele carotajului geofizic prin diferitele metode folosite, alternînd reflectarea în condiţii optime a structurii geologice a subsolului. Pentru aceasta, aprecierea calităţii acestor rezultate este deosebit de importantă în procesul de interpretare geologică, pentru a nu transpune în termeni structurali anomalii, care nu au în realitate o cauză geologică.

Din toate cele expuse pînă acum cu privire la aprecierea calităţii rezultatelor lucrărilor geofizice apare clar că aceasta este o etapă importantă în procesul de interpretare geologică. Rolul ei este de a stabili dacă rezultatul geofizic respectiv este interpretabil geologic, integral, sau cu unele rezerve, sau chiar neinterpretabil. Obţinerea unei astfel de concluzii se face prin analiza cît mai atentă a rezultatelor şi studierea efectelor tuturor surselor de influenţă posibile, care nu au nici o legătură cu obiectivul geologic al lucrării; la succesul acestei etape contribuie în bună măsură şi experienţa şi cunoştinţele celui ce face interpretarea geologică.

CAPITOLUL XXXII

ÎNTOCMIREA DOCUMENTAŢIEI EXTRAGEOFIZICE

S-a arătat mai înainte că, datorită ambiguităţii fundamentale a metodelor geofizice, rezultatele obţinute prin aceste metode nu sînt în măsură prin ele înşile să determine în mod univoc obiectul geologic din subsol pe care îl reflectă şi că restrîngerea sau chiar ridicarea totală a nedeterminării este posibilă dacă dispunem în procesul de interpretare geologică şi de o serie de date extrageofizice. Pentru aceasta, orice informaţie extrageofizică privind structura geologică ascunsă a subsolului este întotdeauna binevenită şi rămîne în grija celui care face interpretarea geologică adunarea, clasarea, prezentarea şi folosirea judicioasă a acestora în procesul interpretării geologice.

Natura şi căile de obţinere a informaţiilor extrageofizice sînt destul de diferite. În cele ce urmează sînt prezentate pe rînd tipurile de date extrageofizice mai importante, împreună cu unele detalii asupra lor, considerate de interes deosebit.

1. HĂRŢILE GEOLOGICE DE SUPRAFAŢĂ

Rezultatele cartărilor geologice, concretizate în hărţi geologice cuprinzînd distribuţia în suprafaţă a diferitelor tipuri de formaţiuni şi elemente tectonice ale structurii geologice în regiunea în care s-au executat lucrări geofizice, sînt în general una din sursele principale de informaţie extrageofizică. Dacă în regiunea respectivă există întocmite şi hărţi geologice speciale (litologice, petrografice, metalochimice, geochimice, hidrogeologice, tectonice etc.), acestea vor constitui surse suplimentare de informaţie.

Studierea acestui material permite construirea de *planuri de situaţie* şi *scheme grafice* cuprinzînd axele deformărilor tectonice (anticlinale şi sinclinale normale sau înclinate, cute-solzi, cute-falii, brahianticlinale etc.) şi ale accidentelor rupturale (falii, încălecări, zone de fracturare etc.), raionarea litologică sau petrografică pe tipuri de roci cu proprietăţi fizice comparabile ca valoare, conturarea zonelor cu concentraţii de anumite substanţe minerale utile etc.

Compararea hărţilor şi a schemelor grafice de mai sus, cu graficele de sinteză a morfologiei anomaliilor gravimetrice sau magnetometrice, cu hărţile

anomaliilor radiometrice sau electrometrice, cu hărțile structurale obținute prin prospecțiuni seismometrice și electrometrice sau carotaj geofizic va da răspuns la următoarele chestiuni:

— anomaliile diferitelor mărimi fizice sau caracteristicile structurale deduse indirect din date geofizice prezintă o legătură directă cu vreun obiect geologic care aflorează la suprafață, sau este legată de un obiect geologic necunoscut, situat în adîncime?

— există concordanță între apex-ul anomaliilor sau axele structurale deduse indirect și axele structurii geologice, sau nu, iar în caz că există decalaje între acestea, cum se pot ele explica?

— anomaliile sau caracteristicile structurale deduse indirect sînt legate de obiecte geologice dintr-o structură de adîncime concordantă cu cea de la suprafață sau de unele dintr-o structură discordantă?

— este de suspectat în adîncime prezența unor obiecte geologice și tipuri de roci, care nu au nici o legătură directă cu cele de la suprafață sau nu?

Desigur că se pot găsi și alte probleme, la care să se caute răspuns prin compararea celor două serii de date, în funcție de condițiunile geologice specifice ale regiunii în care a avut loc lucrarea geofizică; aici însă au fost prezentate doar cele considerate mai importante și care apar mai frecvent în activitatea practică.

În modul acesta, hărțile geologice de suprafață reprezintă un prețios ajutor în ridicarea măcar parțială a nedeterminării fundamentale a interpretării geologice și asigură legătura permanentă în procesul interpretării cu realitatea geologică, ceea ce este deosebit de important pentru conducerea justă a acestui proces.

În regiunile cu terenuri sedimentare constituite din roci foarte tinere (cuaternare, levantine), hărțile geologice nu mai conțin elementele necesare pentru scopul de mai sus; în astfel de cazuri este necesar să apelăm la alte feluri de date extrageofizice, așa cum va fi arătat mai departe.

2. SECȚIUNILE GEOLOGICE IPOTETICE

Hărțile geologice sînt adesea însoțite de secțiuni geologice ipotetice, construite pe direcția unor profiluri caracteristice la structura geologică de suprafață prin extrapolarea în adîncime a datelor de suprafață. Astfel de secțiuni geologice, dacă există, sînt foarte utile în procesul de interpretare geologică, deoarece ele conțin, în afară de elementele de suprafață care de altfel se găsesc înscrise în hărți, extrapolarea în adîncime a acestora în concepția geologului care a făcut cartarea.

Compararea acestor secţiuni geologice ipotetice cu profilurile diferitelor mărimi fizice construite obligatoriu pe aceleaşi direcţii sau cu hărţile structurale întocmite pe bază de date geofizice va conduce la:

— confirmarea sau infirmarea parţială a extrapolării structurii geologice de adîncime în secţiunea ipotetică;

— crearea posibilităţii de corectare a secţiunii geologice la nivelul corespunzător pe baza datelor geofizice.

Prin aceasta se face încă un pas înainte în cunoaşterea structurii geologice ascunse a subsolului.

3. LUCRĂRILE DE EXPLORARE

Dacă în zona lucrărilor geofizice care urmează a fi interpretate geologic există lucrări de explorare (foraje, galerii de coastă, puţuri, şanţuri etc.), executate în legătură cu obiectivul economic al lucrărilor geofizice sau chiar cu alte obiective economice, acestea vor furniza o serie de date foarte importante în legătură cu cunoaşterea structurii geologice ascunse şi uneori chiar a obiectelor geologice căutate.

Lucrările de explorare vor furniza date cu privire la:

— tipurile de roci existente în adîncime;
— tipurile de substanţe minerale utile existente în adîncime;
— tipul structurii geologice existente în adîncime;
— tipul obiectelor geologice;
— adîncimea obiectelor geologice.

4. LUCRĂRILE DE EXPLOATARE

Date şi mai concludente în legătură cu problemele de mai sus vor fi furnizate de lucrările de exploatare, dacă în zona în care s-au executat lucrările geofizice, a căror rezultate trebuie interpretate geologic există astfel de lucrări. În acest caz, cel care face interpretarea geologică va avea la dispoziţie hărţi structurale, secţiuni geologice construite pe bază de date certe de exploatare, hărţi cu izopachite pe formaţiuni geologice, din care vor reieşi variaţiile de grosime ale acestora, hărţi geologice în subteran şi hărţi paleogeologice şi paleogeografice, carotaje mecanice şi profiluri geologice tip, de-a lungul găurilor de sondă, analize microscopice şi chimice etc.

Astfel de date sînt deosebit de importante, în special în lucrările de prospecţiune geofizică, care au ca obiectiv determinarea extinderii unor obiecte geologice cunoscute, adică în cazurile în care pretenţiile asupra interpretării geologice sînt mai mari ca în cazul general; de asemenea, în lucrările de carotaj geofizic unde datele carotajului mecanic şi profilurile geologice tip sînt de un ajutor esenţial în interpretarea geologică a anomaliilor diverselor mărimi fizice folosite.

5. DATELE TEHNICE

Cu ocazia lucrărilor de explorare sau exploatare (în procesul tehnologic de executare a lor), sau a lucrărilor în legătură cu obiective tehnice, se obțin o serie de date care de asemenea pot veni în sprijinul interpretării geologice.

Printre acestea se pot număra valorile rezistenței și modulului de elasticitate al rocilor, interesante în armarea lucrărilor miniere și de care este legată viteza de propagare a undelor elastice, parametrul principal al prospecțiunii seismometrice.

De asemenea, variația viscozității și densității noroiului, a vitezei de avansare a sapei, variația diametrului găurii etc., în operațiile de forare a sondelor, paralelizate ca rezultatele carotajelor geofizice, sînt de un prețios ajutor în interpretarea geologică a acestora.

6. PROPRIETĂȚILE FIZICE ALE ROCILOR

În această categorie intră proprietățile fizice ale rocilor care intervin ca parametri ai metodelor geofizice de prospecțiune sau carotaj (densitatea, susceptibilitatea magnetică, intensitatea de magnetizare remanentă și indusă, conținutul în elemente radioactive, viteza de propagare a undelor elastice, conductibilitatea electrică, electronică și electrolitică, conductibilitatea termică etc.), determinate direct pe probe de rocă.

Toate datele cu privire la proprietățile fizice ale rocilor de la suprafață și din subsol trebuie adunate și folosite cu grijă și discernămînt. În acest scop se întocmesc în mod curent următoarele tabele și grafice:

— tabele conținînd valorile medii și domeniile de variație a proprietății fizice respective pe tipuri de roci de la suprafață;

— tabele conținînd valorile medii și domeniile de variație a proprietății fizice respective pe tipuri de roci din adîncime;

— tabele conținînd valorile medii și domeniile de variație a proprietății fizice a substanțelor minerale utile în zăcăminte;

— profiluri de variație a proprietăților fizice de-a lungul găurilor de sondă;

— planuri de situație și grafice cu variația laterală a diverselor proprietăți fizice pe anumite tipuri de roci sau formațiuni geologice, de suprafață și de adîncime;

— planuri de situație cu raionarea valorilor diferite a proprietăților fizice la suprafață, în adîncime la diferite niveluri (de exemplu — 1 000 m — 2 000 m etc.) sau în fundamentul regiunii;

— grafice exprimînd influența factorilor de alterare, a adîncimii, a diferitelor minerale principale care intră în compoziția rocilor, a umidității etc., asupra proprietăților fizice pentru principalele tipuri de roci prezente în

regiunea în care s-au executat lucrările geofizice care urmează a fi interpretate geologic.

Desigur că bogăţia acestui material va fi funcţie de posibilităţile existente în regiune. Dacă există lucrări de explorare şi de exploatare, atunci asupra rocilor de adîncime vor putea fi obţinute date sigure; în caz că nu există toate aceste lucrări, date sigure vor putea fi obţinute numai din lucrări de explorare.

În ceea ce priveşte rocile de suprafaţă, asupra acestora vor putea fi obţinute date sigure prin determinări directe; cu cît vor fi mai multe tipuri de roci dezgolite la suprafaţă, cu atît va fi mai bogată documentaţia asupra proprietăţilor fizice ale rocilor, stabilite prin determinări directe asupra probelor de rocă, şi vor fi cu atît mai apropiate de realitate şi deci mai sigure, cu cît numărul probelor folosite va fi mai mare. Avînd în vedere acest lucru, este indicat ca în prezentarea valorilor proprietăţilor fizice să se ţină cont atît de valoarea medie a valorii respective ieşită din calcul cît şi de domeniul de variaţie al valorilor concretizat prin valorile minimă şi maximă.

Din cele expuse mai sus în legătură cu documentaţia extrageofizică apare clar că aceasta reprezintă o sursă de preţioase informaţii cu privire la structura geologică ascunsă a subsolului şi de ridicare a nedeterminării în interpretarea geologică a rezultatelor lucrărilor geofizice. Pentru aceasta, cel ce face interpretarea geologică a unor astfel de rezultate este obligat să consulte şi să se documenteze aprofundat asupra tuturor surselor de informare extrageofizică.

Întregul material documentar extrageofizic trebuie ordonat şi adus într-o formă sugestivă, de preferinţă în hărţi, profiluri sau grafice, la aceeaşi scară metrică cu cel geofizic, pentru ca comparaţia acestor două serii de date să se poată face direct.

Este de asemenea important ca acest material să fie judicios ales şi clasat convenabil, astfel încît să nu se refere decît la caracteristicile obiectelor geologice, care se pot reflecta în mărimile fizice folosite în metodele geofizice de prospecţiune şi carotaj. În acest sens trebuie specificat că nu este indicat de adunat material neesenţial, care să nu ajute efectiv la buna conducere a procesului de interpretare geologică, să frîneze procesul acesteia şi să deschidă căi de interpretări eronate. Astfel, de exemplu, un relief de amplitudine mică la suprafaţa unui fundament adînc nu se va reflecta în anomalii gravimetrice sau secţiuni seismice, existenţa unor variaţii de grosime a unor pachete de roci, cu densitate sau susceptibilitate magnetică comparabilă, nu se va reflecta în anomalii gravimetrice şi magnetometrice, prezenţa unui strat diferenţiat ca proprietăţi fizice, dar de grosime mică nu se va reflecta în anomaliile diferitelor metode de carotaj geofizic etc.; în schimb, existenţa unor deformări tectonice importante în cuvertura de sedimente diferenţiate după densitate, conductibilitate electrică sau viteză de propagare a undelor elastice se vor reflecta în anomaliile gravimetrice sau electrometrice şi secţiunile seismice de reflexie, prezenţa unor zăcăminte de minerale utile de dimensiuni importante şi situate la adîncimi mici în contrast de proprietăţi magnetice

sau electrice se vor reflecta în anomalii magnetometrice sau electrometrice etc., astfel încît acestea sînt informaţii esenţiale care ajută efectiv conducerea procesului de interpretare geologică.

Întocmirea documentaţiei extrageofizice este o altă etapă principală a procesului de interpretare geologică a rezultatelor lucrărilor geofizice.

CAPITOLUL XXXIII

APRECIEREA CAPACITĂŢII DE REZOLVARE PRIN METODELE GEOFIZICE A PROBLEMELOR GEOLOGICE. ROLUL EXEMPLELOR DE PROBLEME GEOLOGICE REZOLVATE PRIN METODELE GEOFIZICE

Problema capacităţii de rezolvare a problemelor geologice specifice, pentru fiecare metodă geofizică în parte, va fi tratată pe larg în capitolele următoare. Aici problema capacităţii va fi discutată numai la nivelul generalităţilor, aprecierea şi luarea în considerare a ei în procesul de interpretare geologică fiind considerată ca una din etapele importante ale acestui proces.

Aplicabilitatea metodelor geofizice de prospecţiune şi carotaj la rezolvarea problemelor geologice specifice se fundamentează pe reflectarea, în anomalii ale diferitelor mărimi fizice sau elemente structurale deduse indirect, a contrastelor de proprietăţi fizice pe care le realizează obiectele geologice din subsol, faţă de masa rocilor care le înconjură. Reflectînd o singură latură a unui obiect geologic în rezultatele fiecărei metode geofizice, este evident că această singură latură nu este suficientă pentru a defini univoc obiectul geologic respectiv. Acesta este primul aspect principal al acestei probleme, din care derivă în fapt şi ambiguitatea fundamentală a interpretării geologice a rezultatelor lucrărilor geofizice. Folosind şi date extrageofizice cu privire la natura, forma şi poziţia obiectului geologic din subsol, precum şi valoarea contrastului de proprietăţi fizice realizat de acesta, obţinute în special din lucrări de explorare sau exploatare, aşa cum s-a arătat mai înainte, definirea obiectului geologic necunoscut se poate face mai complet. Din nefericire, în majoritatea cazurilor, tabloul informaţiilor extrageofizice este destul de sărac şi atunci cel care face interpretarea geologică a rezultatelor geofizice trebuie să se bazeze în principal pe morfologia anomaliilor sau caracteristicile elementelor structurale deduse indirect şi eventual pe elemente de informare cu totul disparate din o parte din celelalte categorii.

În astfel de condiţii nu se poate pretinde ca prin interpretarea geologică a rezultatelor unei singure metode geofizice să se ajungă la o soluţie completă a structurii geologice ascunse a subsolului.

Al doilea aspect principal al acestei probleme se referă la valoarea cantitativă a rezultatelor reflectării obiectelor geologice. Intensitatea anomaliilor sau mărimea elementelor structurale deduse este legată de mai mulţi parametri (adîncimea obiectului geologic, contrastul de proprietăţi fizice realizat de acesta, forma obiectului, înclinarea pachetelor de roci etc.), aşa cum a fost arătat de altfel mai înainte. Este deosebit de important ca obiectele geologice pe care le stabilim prin interpretarea geologică, drept cauză a rezultatelor geofizice obţinute, să fie pe deplin justificate prin valoarea cantitativă a rezultatelor geofizice legate de ele. Totodată, nu este indicat a interpreta rezultate geofizice a căror valoare cantitativă nu justifică în mod satisfăcător prezenţa unor obiecte geologice de o anumită natură în subsol.

Aşadar, capacitatea de rezolvare a problemelor geologice specifice prin diferitele metode geofizice nu este şi nu poate fi nelimitată. Există pentru fiecare metodă geofizică de prospecţiune sau carotaj o tipologie specifică a obiectelor geologice, care pot fi determinate, pe baza ei, domenii de adîncime pentru care ea este eficientă, un nivel de complicare a construcţiei geologice a subsolului care este limitativ etc. Cu alte cuvinte, există o categorie de probleme geologice specifice care sînt rezolvabile prin fiecare metodă geofizică şi care fără a fi rigidă, dată fiind infinitatea posibilităţilor de structură geologică pe care le realizează natura, limitează aplicabilitatea acestora.

A nu ţine cont de capacitatea fiecărei metode geofizice înseamnă a-i acorda posibilităţi mai mari decît le are în realitate şi aceasta poate fi o sursă importantă de concluzii eronate în interpretarea geologică.

Un exemplu în acest sens va lămuri mai bine această problemă.

Interpretarea într-o altă ipoteză [1] a materialului gravimetric din Dobrogea [2] a condus la concluzia că şisturile verzi din Dobrogea centrală stau într-un sinclinal de şisturi cristaline, concluzie trasă pe baza unei zone slabe de minim gravimetric din centrul acestei regiuni. Ulterior,[3] s-a considerat că o astfel de concluzie depăşeşte capacitatea de rezolvare a metodei de prospecţiune gravimetrică, deoarece între şisturile verzi şi şisturile cristaline pe care acestea repauzează nu se poate realiza nici un contrast de masă, ambele avînd practic aceeaşi densitate, aşa cum au arătat studiile făcute asupra densităţii lor. Pe de altă parte, minimul gravimetric slab din centrul zonei în discuţie este pe deplin justificat de sinclinalul de calcare jurasice din Valea Casimcea, căruia de altfel îi este circumscris.

În concluzie, trebuie specificat că este cu totul nejustificată tendinţa de a încerca să se scoată din morfologia şi intensitatea anomaliilor mărimilor fizice sau din caracteristicile morfologice şi cantitative ale elementelor struc-

---

[1] St. Airinei, *Harta anomaliei magnetice ΔZ din Dobrogea, Moldova de sud şi estul Cîmpiei romîne*, Studii şi cercetări de geologie, III. 1-2, 1958.

[2] R. Botezatu şi Tr. Băcioiu, *Anomalia gravităţii în Dobrogea centrală*, Bul. St. al Acad. R.P.R., Secţia de geologie şi geografie, II, 2, 1957.

[3] R. Botezatu, Tr., Băcioiu şi J. Andrei, *Relaţiile dintre anomalia gravităţii şi structura geologică a Dobrogei de nord şi a regiunilor limitrofe din Moldova de sud şi Muntenia de est*, Studii şi cercetări de geologie, VI, 1, 1961.

turale deduse indirect, mai mult decît acestea pot spune. Cel care face interpretarea geologică a acestor rezultate geofizice trebuie să se străduiască să găsească, în limitele capacității fiecărei metode geofizice, soluția geologică corectă și pe deplin justificată faptic, definind acele laturi ale obiectului geologic care, în mod just, se pot defini.

De un prețios ajutor în desfășurarea procesului de interpretare geologică a datelor lucrărilor geofizice sînt și rezultatele interpretării geologice a anomaliilor mărimilor fizice sau a elementelor structurale deduse indirect prin metoda geofizică respectivă, produse de cauze geologice comparabile din aceeași regiune sau chiar din alte regiuni asemănătoare sub raportul structurii geologice.

Structura geologică a scoarței terestre nu reproduce în general obiecte geologice identice. Pentru anumite domenii de variație a caracteristicilor acestor obiecte geologice (formă, adîncime, contrast de proprietăți fizice, înclinare, grosime, tipuri de roci etc.), morfologia anomaliilor și caracteristicile structurale deduse indirect, produse de ele, sînt însă perfect comparabile.

Legătura între cauză (obiectul geologic în anumite condiții specifice) și efect (forma de reflectare în anumite mărimi fizice măsurate cu metodele geofizice pe care acesta o produce) nu trebuie privită simplist, ci în complexitatea dialectică a realității. Dacă în dialectica surprinderii legăturii cauzale sînt permise anumite simplificări, pentru a scoate în evidență ceea ce este esențial și caracteristic din punct de vedere cauzal, aceasta nu înseamnă că legătura cauzală stabilită trebuie absolutizată sau transformată într-o abstracțiune goală. Din această cauză, astfel de exemple ale rezultatelor interpretării geologice nu trebuie privite ca soluții pentru interpretarea geologică a unor alte rezultate de lucrări geofizice, cu caracteristici morfologice comparabile, ci numai ca termeni de comparație care să sugereze, în condițiile geologice locale, caracteristicile probabile ale obiectului geologic respectiv. Precizînd aceste aspecte, noi nu facem decît să atragem atenția pentru a preveni alunecarea pe o pantă greșită în procesul de interpretare geologică în cazurile în care, prin simpla comparație cu alte rezultate geofizice care au cauza determinată deja, s-ar manifesta tendința de a se formula direct soluția interpretării.

Cu limitările de mai sus trebuie precizat că întoteaduna este deosebit de util ca în procesul de interpretare geologică să avem la dispoziție cît mai multe exemple de interpretare a unor astfel de rezultate produse de structuri și de obiecte geologice comparabile. O documentare cît mai bine pusă la punct în acest sens după literatura de specialitate, eventual chiar albume care să cuprindă clasificarea morfologiei anomaliilor și a caracteristicilor elementelor structurale deduse indirect, cartate pe tipuri de structuri geologice, zăcăminte de substanțe minerale utile etc., vor crea un suport solid desfășurării în bune condiții a procesului de interpretare geologică.

Din cele de mai sus reiese clar rolul important al exemplelor de probleme geologice rezolvate prin metodele geofizice, în primul rînd la conturarea capacității de rezolvare a acestor metode și apoi, prin aceasta, la asigurarea conducerii în cît mai bune condiții a procesului de interpretare geologică.

CAPITOLUL XXXIV

INTERPRETAREA GEOLOGICĂ A ANOMALIILOR GRAVIMETRICE

Interpretarea geologică a rezultatelor obţinute prin oricare din metodele geofizice urmează procesul legic general, ale cărui etape şi momente au fost discutate în capitolele precedente. Reflectarea obiectelor geologice în rezultatele fiecărei metode geofizice este însă specifică acestora, depinzînd de parametrii caracteristici care stau la baza reflectării în mărimea fizică folosită. De acest specific al reflectării ţine şi aplicabilitatea metodei geofizice respective, precum şi capacitatea ei de rezolvare a problemelor geologice şi tot el condiţionează şi trăsăturile specifice ale procesului de interpretare geologică a rezultatelor metodei respective.

În particular, prospecţiunea gravimetrică are şi ea un domeniu definit de aplicabilitate în rezolvarea problemelor geologice, precum şi unele trăsături specifice în procesul de interpretare geologică a anomaliilor. Lămurirea acestor chestiuni face obiectul acestui capitol.

1. APLICABILITATEA PROSPECŢIUNII GRAVIMETRICE. CAPACITATEA DE REZOLVARE A PROBLEMELOR GEOLOGICE

S-a precizat în capitolele precedente că prospecţiunea gravimetrică este aplicabilă în cazurile în care condiţiile fizico-geologice specifice asigură existenţa în subsol a unuia sau mai multor contraste de masă. Aceste contraste de masă apar în natură datorită contrastelor de densitate care există între rocile, mineralele sau formaţiunile geologice, care constituie elemente geologice individualizate şi mediul înconjurător al acestora.

În cele ce urmează dăm o serie de precizări asupra situaţiilor geologice mai importante în care apar contraste de densitate. Acestea sînt:

În terenuri sedimentare:

a) Contraste de densitate situate la suprafaţă sau în imediata vecinătate a suprafeţei cuverturii. Acestea se datoresc îndeosebi următoarelor cauze:

— variaţii laterale ale densităţii formaţiunilor sedimentare, datorite variaţiilor de facies petrografic a acestora;

— aflorarea diverselor formaţiuni geologice cu caractere petrografice diferite, către marginea bazinelor de sedimentare;

— prezenţa de roci eruptive în cuprinsul rocilor sedimentare, care străpung coloana stratigrafică a acestora, ajungînd pînă la suprafaţă sub formă de dyckuri, lakkolite, dopuri, piloni etc;

— prezenţa la suprafaţă sau în imediata vecinătate a suprafeţei terenurilor sedimentare a stratelor de cărbuni sau a masivelor de sare.

Toate aceste contraste de densitate de suprafață pot da naștere la contraste de masă care produc anomalii gravimetrice de intensitate variabilă, care au însă o caracteristică comună, prin aceea că au o extindere mică în suprafață.

b) Contraste de densitate situate în interiorul cuverturii. La apariția acestora participă următoarele situații geologice:

— variații laterale sau pe verticală a densității rocilor datorite variațiilor sau întrepătrunderilor de faciesuri petrografice, cum sînt, de exemplu, schimbările de facies pe orizontală, variații în grosime a stratelor de facies comparabil, efilarea stratelor către marginea bazinelor etc.;

— tectonizarea formațiunilor sedimentare, datorită căreia este schimbată poziția geometrică a stratelor prin anticlinale, fracturi, flexuri etc.;

— prezența concentrațiilor de minerale utile în cuprinsul sedimentelor, cum ar fi: intercalațiile stratiforme sau masivele diapire de sare, stratele de cărbuni sau de gips etc.;

— prezența rocilor eruptive în cuprinsul celor sedimentare, sub formă de dyckuri, lakkolite, piloni, dopuri etc. rămase cu partea superioară în interiorul cuverturii;

— intercalații de tufuri, aglomerate vulcanice sau curgeri de lave.

Toate aceste contraste de densitate din interiorul cuverturii pot da naștere la contraste de masă, care generează anomalii gravimetrice de intensitate în general redusă, însă cu o extindere în suprafață mai mare decît în cazul precedent.

c) Contraste de densitate situate la suprafața sau în interiorul fundamentului. Acestea apar datorită următoarelor cauze:

— topografia de eroziune a suprafeței fundamentului, care creează platforme tabulare sau cu un relief minor, reliefuri îngropate, cordiliere etc.;

— tectonizarea sub formă de cute, flexuri, falii, încălecări etc., a suprafeței fundamentului;

— elemente tectonice sub formă de cute, falii etc. în cuprinsul fundamentului, trunchiate la suprafața lui datorită procesului de eroziune;

— varietatea caracterului petrografic a rocilor care constituie fundamentul;

— intruziuni eruptive în interiorul sau pînă la suprafața fundamentului sub formă de batholite, lakkolite etc.;

— variații în grosime a păturilor acidă, bazică și ultrabazică în crusta terestră.

Aceste contraste de densitate în fundament pot da naștere la contraste de masă, care produc în general anomalii gravimetrice de intensitate mare și care se întind pe suprafețe importante. Astfel de anomalii care ocupă suprafețe întinse poartă numele de anomalii gravimetrice regionale.

În terenuri cristaline sau eruptive:

În zonele cu astfel de roci, contraste de densitate apar datorită următoarelor situații geologice:

— varietatea petrografică a rocilor, care aduce după sine variații de densitate. Acest lucru este valabil atît la rocile cristaline (densitatea fiind proporțională cu gradul de metamorfism al rocii) cît și la cele eruptive, intrusive sau efuzive, cu toată varietatea lor de compoziție.

— prezența de contacte geologice între roci cristaline sau eruptive și sedimentare, cristaline și eruptive sau eruptive între ele;

— prezența de minerale utile în zăcăminte, îndeosebi metalifere;

— tectonizarea rocilor cristaline sau eruptive, în special fracturări cu formare de horsturi și grabene;

— trecutul geologic al rocilor eruptive, care aduce după sine variații de densitate datorite acțiunilor termice sau chimice la care rocile respective au fost supuse.

Toate aceste contraste de densitate pot crea contraste de masă care, la rîndul lor, produc anomalii gravimetrice de intensitate relativ redusă și cu extindere variabilă în suprafață.

În general, în natură există pentru fiecare regiune un număr mare de contraste de densitate care se combină reciproc, creînd global unul sau mai multe contraste de masă.

Dacă într-o regiune există un singur contrast de masă și dacă acesta este în condiții favorabile, adică suficient de mare în valoare și situat la o adîncime relativ mică, atunci prospecțiunea gravimetrică funcționează cu succes.

Acest gen de prospecțiune geofizică poate funcționa, de asemenea, cu succes și în cazul în care în subsol există două sau chiar mai multe contraste de masă, cu condiția ca efectul acestora, sub formă de anomalii gravimetrice, la suprafața pămîntului să se cumuleze. În acest caz, prospecțiunea gravimetrică pune în evidență anomalii care reprezintă efectul însumat al tuturor contrastelor de masă din subsol. Ea funcționează cu succes sub acest aspect, însă interpretarea geologică a acestor anomalii este complicată și nu în toate cazurile pot fi recunoscute obiectele geologice care le-au creat.

Există însă și cazuri nefavorabile, în care obiecte geologice din subsol, care prezintă interes din punct de vedere științific sau economic, nu pot fi puse în evidență prin cartarea gravimetrică, deoarece acestea dau naștere la contraste de masă, respectiv la anomalii gravimetrice care se anulează reciproc. În cele ce urmează dăm cîteva exemple de cazuri în care două contraste de masă se anulează reciproc, avînd ca urmare lipsa unei anomalii gravimetrice, deși în subsol există elemente geologice:

— Prezența masivelor de sare în sîmburii unor anticlinale diapire. În figura 205 este prezentat un exemplu privind o cută diapiră cu sîmbure de sare, caz frecvent întîlnit în țara noastră în zona precarpatică. În acest caz sîntem în prezența a două contraste de masă, și anume: un exces de masă datorit ridicării anticlinale a formațiunilor sedimentare, în general mai dense, și un deficit de masă creat de masivul de sare substituit sîmburelui de roci dense care rămîn pe flancurile lui, în contrast negativ de densitate față de aceste formațiuni. Pentru această situație geologică sînt luate în considerare trei posibilități, și anume:

1) sarea are un diapirism incipient, în care caz anomalia gravimetrică la suprafață se prezintă sub forma unui maxim al gravității, maximul produs de cuta anticlinală fiind numai micșorat în valoare de minimul produs de masivul de sare;

2) sarea are un diapirism avansat, în care caz anomalia gravimetrică la suprafaţă este nulă, deoarece maximul gravităţii produs de cuta anticlinală este anulat de minimul produs de masivul de sare;

3) sarea are un diapirism total, în care caz anomalia gravimetrică la suprafaţă se prezintă ca un minim al gravităţii, deoarece minimul produs de sare comandă semnul anomaliei totale, maximul datorit cutei anticlinale producînd numai o micşorare în valoare a acestuia.

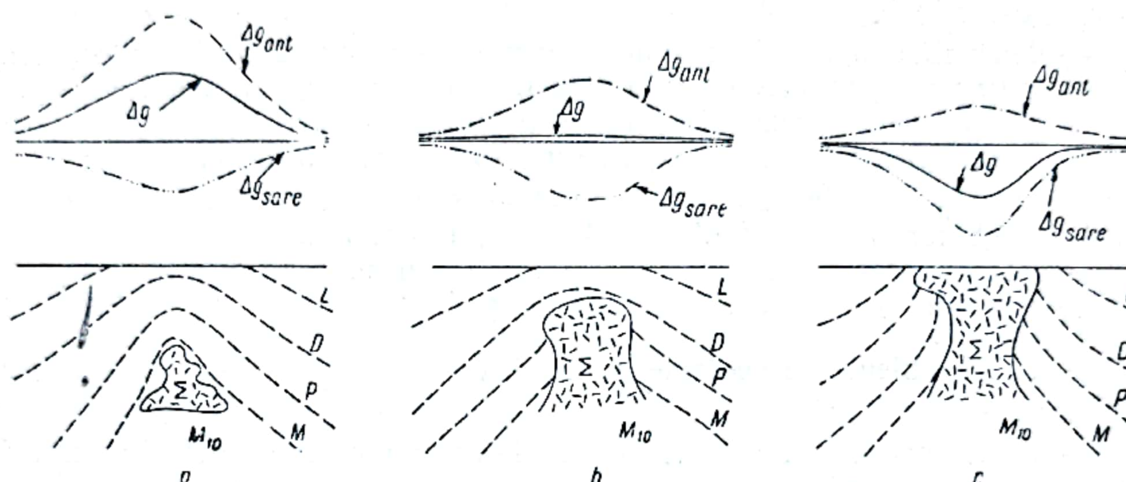


Fig. 205. Cazul unei cute diapire cu sîmbure de sare şi anomalia gravimetrică produsă de aceasta pentru diapirism incipient (*a*), diapirism avansat (*b*) şi diapirism total (*c*).

— Îngroşarea unor formaţiuni mai dense de suprafaţă în zonele centrale ale bazinelor de sedimentare sau ale sinclinalelor şi subţierea lor în zonele de margine a bazinelor sau în zonele de creastă a anticlinalelor. Un exemplu tipic în acest sens îl constituie lentilele de pietrişuri de Cîndeşti din Levantinul superior al regiunii subcarpatice, care, fiind mai dense decît celelalte formaţiuni mio-pliocene, anulează anomaliile de minim, care în mod normal ar trebui să apară în zonele de sinclinal, datorită îngroşării acestor formaţiuni sau chiar produc anomalii gravimetrice de maxim în zonele de sinclinale sau cuvete.

În astfel de cazuri, prospecţiunea gravimetrică nu poate funcţiona cu succes şi pentru rezolvarea problemei geologice trebuie apelat la o altă metodă de prospecţiune geofizică.

2. PRINCIPALELE PROBLEME GEOLOGICE REZOLVABILE PRIN METODA DE PROSPECŢIUNE GRAVIMETRICĂ

Cu toate aceste limitări, care fac ca prospecţiunea gravimetrică să nu aibă o aplicabilitate generală în problemele geologice, aplicaţiile ei sînt multiple şi variate. În cele ce urmează dăm cîteva indicaţii asupra naturii

problemelor geologice cele mai importante, care sînt rezolvabile cu ajutorul prospecțiunii gravimetrice. Acestea sînt:

2.1. **Probleme de geologie structurală regională.** În această categorie intră următoarele probleme geologice, de interes pur științific, privind constituția subsolului pe regiuni întinse și care au ca urmare delimitarea zonelor care ar putea prezenta și interes economic.

— delimitarea formelor structurale regionale din platforme și de pe ariile geosinclinale;

— determinarea reliefului fundamentului, respectiv a cordilierilor, reliefurilor îngropate etc., precum și a structurii cuverturii sedimentare;

— determinarea structurii fundamentului cuverturii sedimentare, cum ar fi horsturi, grabbene, fracturi, flexuri, încălecări, anticlinorii etc.;

— determinarea prezenței în cuvertura sedimentară a maselor de roci eruptive sub formă de batholite, lakkolite, piloni etc.;

— determinarea variațiilor de densitate, ca urmare a variațiilor de compoziție a rocilor care constituie fundamentul.

2.2. **Probleme de geologie economică**

a) *În terenuri sedimentare:*

— determinarea de structuri favorabile acumulărilor de petrol, cum sînt anticlinalele, reliefuri îngropate etc.;

— determinarea de structuri favorabile acumulărilor de petrol sau gaze, cum sînt bombamentele de platformă, domurile etc.;

— determinarea masivelor de sare;

— determinarea reliefului de fund și a tectonicii bazinelor carbonifere.

b) *În terenuri cristaline sau eruptive:*

— determinarea zăcămintelor cu conținut de minerale dense, de tipul zăcămintelor de segregație magmatică sau filoniene.

2.3. **Probleme de hidrogeologie.** Determinarea zonelor structurale favorabile prezenței stratelor acvifere, cum ar fi, de exemplu, stabilirea limitelor laterale stratigrafice sau de eroziune a bazinelor și punerea în evidență a accidentelor tectonice din cuprinsul bazinelor ca falii, flexuri, anticlinale etc. sau a eventualelor mase eruptive sub formă de dyckuri, piloni etc.

2.4. **Probleme de geologie tehnică.** Determinarea extinderii orizontale și în adîncime a depozitelor de materiale de construcție ca pietrișuri, marne, nisipuri, roci eruptive etc.;

— stabilirea reliefului fundamentului (rocii de bază) în zona construcțiilor mari ca hidrocentrale sau termocentrale, uzine etc.

Din cele specificate mai sus se poate constata domeniul mare de aplicabilitate al metodelor de prospecțiune gravimetrică, ca și contribuția importantă pe care acestea pot să o aducă la avansarea cunoștințelor geologice asupra constituției subsolului patriei noastre, la lărgirea bazei de materii prime și la realizarea măreței opere de construire a socialismului.

Aplicaţiile cele mai importante ale metodelor de prospecţiune gravimetrică sînt însă în problemele de geologie structurală regională şi în problemele de geologie economică în sedimentar. În aceste probleme, îndeosebi prospecţiunea gravimetrică a înregistrat deja succese importante în patria noastră.

3. TRĂSĂTURILE SPECIFICE ALE INTERPRETĂRII GEOLOGICE A ANOMALIILOR GRAVIMETRICE. EXEMPLE

Reflectarea în anomalii gravimetrice a obiectelor geologice din subsol este asigurată de combinarea favorabilă a celor cinci parametri fundamentali ai prospecţiunii gravimetrice. Deşi toţi cinci intervin în egală măsură, transpunerea în termeni geologici a anomaliilor gravimetrice se bazează în principal numai pe unii din ei.

În acest sens va trebui să facem o distincţie:

Dacă obiectele geologice din subsol care se reflectă în anomalii ale cîmpului gravităţii sînt de tipul deformărilor tectonice sau a accidentelor rupturale, de o deosebită importanţă vor fi:

— morfologia anomaliilor gravimetrice care va sugera forma obiectelor geologice ce le-au produs cu atît mai fidel, cu cît obiectele geologice respective vor fi mai aproape de suprafaţă. Astfel, maximele vor corespunde unor forme structurale pozitive (anticlinale, horsturi etc.) sau unor zăcăminte cu conţinut de minerale dense, minimele vor corespunde unor forme structurale negative (sinclinale, grabbene etc.) sau unor masive de sare, zonele de scăderi rapide în valoare ale unor falii sau flexuri etc.;

— intensitatea anomaliilor gravimetrice şi dimensiunile în plan ale lor, care sînt legate de adîncimea obiectelor geologice care le produc.

Dacă obiectele geologice din subsol care se reflectă în anomalii sînt de tipul variaţiilor de facies litologic, atunci problema este mai complicată. Şi în acest caz, tot morfologia şi intensitatea anomaliilor vor fi elementele de bază în interpretare; legătura lor cu obiectele geologice de acest tip este însă mai puţin simplă şi în momentul de faţă chiar mai puţin cunoscută.

Este evident că, în ambele cazuri, transpunerea în termeni geologici trebuie să se facă, în primul rînd, prin prisma contrastelor de densitate care se realizează în subsol, cunoscute sau aproximate.

Lucrurile vor apărea mai clar din cîteva exemple pe care le vom da în cele ce urmează:

3.1. **Probleme de geologie structurală regională.** În figura 206 este reprezentată anomalia cîmpului gravităţii în reducerea Bouguer pentru Dobrogea centrală şi zonele limitrofe de la nord, vest şi sud.[1]

---

[1] R. Botezatu şi Tr. Băcioiu, *L'anomalie du champ de gravitation en Dobrogea centrale*, Revue de géologie et de géographie, I, 1957.

Din punct de vedere geologic, în această regiune sînt separate următoarele unităţi geologice principale:

— Sinclinalul Babadag, care ocupă partea de nord a regiunii prospectate gravimetric, avînd o formă aproximativ triunghiulară, cu baza către Marea

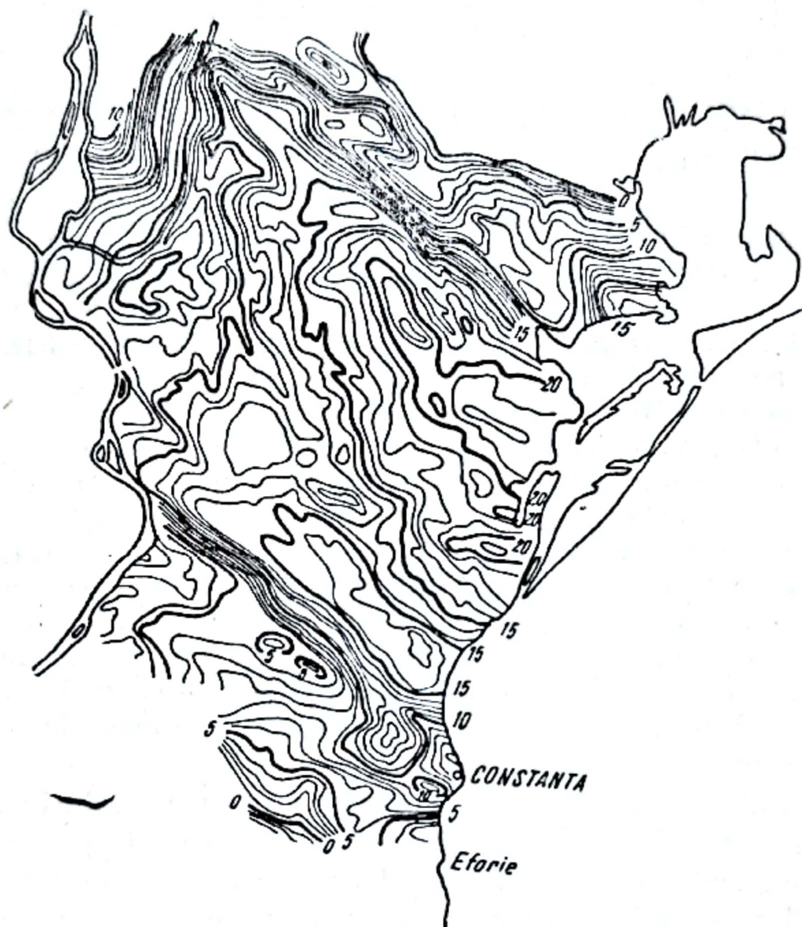


Fig. 206. Anomalia gravităţii în Dobrogea centrală.

Neagră şi cu vîrful în vecinătatea localităţii Pecineaga, pe Dunăre. Acest sinclinal este umplut cu sedimente cretacice (Cenomanian-Senonian inf.), în grosime de peste 200 m constituite dintr-o serie conglomeratică cu ciment calcaros în bază, căreia îi urmează spre partea superioară gresii calcaroase, gresii friabile alternînd cu gresii fine, calcare marnoase şi marne silicioase. Densitatea medie a depozitelor din Sinclinalul Babadag este de circa 2,20 g/cm³.

— Zona şisturilor verzi, care ocupă Dobrogea centrală pe o lăţime de circa 50 km. Şisturile verzi sînt parţial denundate, în special în partea de nord; în rest, ele suportă petice izolate de calcare, gresii jurasice şi loess. În partea de nord, şisturile verzi se întind pînă la linia Pecineaga-Camena, unde dispar brusc în suprafaţă. Limita de sud a acestora nu poate fi precizată satisfăcător, deoarece în cea mai mare parte ele sînt acoperite, scufundîndu-se şi dispărînd sub formaţiunile cretacico-jurasice ale Dobrogei de sud. Zona şisturilor verzi este cea mai puternic tectonizată din întreaga regiune.

Raporturile dintre acestea și fundamentul sinclinalului cretacic al Babadagului sînt anormale și se fac prin intermediul liniei de încălecare Pecineaga-Camena. În vecinătatea acestei linii, șisturile verzi sînt strîns cutate și laminate, cu îngrămădirea și ridicarea stratelor în picioare și transformarea lor în micașisturi datorită injecțiunilor unei magme dioritice. În dezvoltarea lor către sud, șisturile verzi reprezintă o tectonizare mai puțin accentuată.

Densitatea medie a șisturilor verzi este de circa 2,70 g/cm³.

— Zona prebalcanică din Dobrogea de sud ocupă numai o mică porțiune în sudul lucrării prezentate. Fundamentul ei este constituit din roci cristaline, eventual în parte tot șisturi verzi, peste care stau depozite jurasico-cretacice și neogene.

Depozitele jurasice sînt în facies mai mult calcaros, cu o densitate medie de circa 2,60 g/cm³. Depozitele cretacice sînt în facies calcaros, conglomeratic, nisipos-gresos și marnos, cu o densitate medie de circa 2,25—2,30 g/cm³.

În această situație geologică a depozitelor de suprafață, anomalia cîmpului gravității în reducerea Bouguer prezintă un aspect general destul de perturbat, punînd în evidență o alternanță de zone anomale largi, cu variații relativ mici în valoarea cîmpului și de zone alungite, strîmte, cu aspect de bandă și cu variații rapide ale cîmpului gravității. La prima vedere se poate raiona regiunea prospectată gravimetric în patru zone de regim gravimetric diferit, care corespund aproximativ unităților geologice specificate mai sus. În interiorul fiecăreia din ele, anomaliile închise local, precum și tendințele anomale evidente, pentru sistematizarea și ușurarea discutării lor, au fost grupate pe linii de maxim sau minim a gravității.

— Zona sinclinalului Babadag se prezintă în general ca o zonă de maxim a anomaliei gravității, mărginită la contactul cu zona depozitelor triasice din nord și cu zona șisturilor verzi din sud, de două fascicule cvasiparalele de curbe de egală valoare a anomaliei (liniile nord Atmagea-Mihai Bravul-Enisala, respectiv Pecineaga-Bașpunar-Camena). În interiorul sinclinalului Babadag apare o linie de maxim pe direcția Slava Rusă-Jurilofca și o linie de minim pe direcția nord Bașpunar-Gaugagia-Ceamurlia de jos, precum și linii transversale, care arată că fundamentul acestui sinclinal prezintă o serie de compartimente cu denivelări diferite. Maximele de la est Cîrjelari și nord Traian, care apar în partea nord-vestică a zonei sinclinalului Babadag, nu mai au o cauză tectonică, ci se datoresc prezenței maselor de roci eruptive, în parte cunoscute, și care se găsesc în contrast pozitiv de masă față de depozitele sedimentare ale acestui sinclinal.

— Zona șisturilor verzi prezintă un aspect diferit. Curbele de egală valoare a anomaliei gravității se răresc și au un traect mai sinuos, conturînd tendințe anomale, care în general se mențin pe întreaga lățime a acestei zone. Ca valoare, anomalia gravității atinge intensitatea maximă din întreaga regiune prospectată.

Zona șisturilor verzi este delimitată la nord și sud de două fascicule cvasiparalele de curbe pe direcțiile Pecineaga-Bașpunar-Camena, respectiv Capidava-Canara. În cuprinsul zonei șisturilor verzi se individualizează o linie de minim (Dulgheru-Vulturul-Mireasa-Ester), care corespunde axului sinclinalului de depozite jurasice care stă pe șisturile verzi, precum și două linii principale de maxim, una la nord (Pecineaga-Coiumpunar-Sarighiolul

de Deal-Fîntînele-Istria) şi a doua la sud (Ghizdăreşti-Stupina-Dorobanţu-M. Kogălniceanu), care prezintă o derivaţie spre vest (Dorobanţu-Topal) şi care corespund unor zone mai masive şi mai aproape de suprafaţă a şisturilor verzi.

— Zona de platformă moezică din Dobrogea de sud reprezintă o zonă de valori a anomaliei cîmpului gravităţii mult mai mici decît în zona şisturilor verzi. În cuprinsul ei apare o linie de minim (Seimenii Mari-Tortoman), precum şi o linie de maxim mai la sud (Cernavoda-nord Medgidia-nord Nisipari), care reprezintă axele unor compartimente cu denivelări diferite în fundamentul cristalin al acestei zone. La nord de Constanţa se individualizează un maxim închis, a cărui cauză pare a fi pur locală.

— Zona versantului platformic a depresiunii precarpatice din sudul Bălţii Brăila este caracterizată prin orientarea preferenţială a curbelor de egală valoare pe direcţia aproximativă nord-sud şi scăderea lor rapidă, în valoare de la est către vest. Acest lucru pare să indice că unitatea dobrogeană se termină brusc în dreptul Dunării, cel puţin în porţiunea de la nord de localitatea Capidava.

În cele de mai sus au fost date cîteva indicaţii sumare asupra caracteristicilor geologice a regiunii discutate, au fost precizate densităţile medii probabile ale rocilor care constituie formaţiunile geologice sau unităţile principale şi a fost atrasă atenţia asupra liniilor principale de anomalie gravimetrică şi a anomaliilor închise local. Concluziile principale ale studiului anomaliei gravimetrice în această regiune sînt următoarele:

— Sub aspectul regional, anomalia gravităţii în Dobrogea centrală reflectă efectul şisturilor verzi în contrast cu toate depozitele sedimentare pe care le suportă. Acest lucru se vede clar din faptul că efectul gravimetric este maxim în zona în care şisturile verzi se găsesc la suprafaţă şi scade în valoare în zonele adiacente.

Peste acest efect regional se suprapune efectul contrastelor de densitate din interiorul şisturilor verzi, create de injecţiunile eruptive sau metamorfisme sau din interiorul formaţiunilor sedimentare, împreună cu efectul elementelor tectonice minore, sub formă de închideri locale ale curbelor, digitaţii sau inflexiuni, toate cu un caracter mult mai puţin intens şi extinderi spaţiale mici.

— Zona şisturilor verzi se conturează ca o unitate bine individualizată, avînd un caracter de horst. Horstul şisturilor verzi este limitat la nord de linia de încălecare Pecineaga-Camena, la sud de o linie probabilă de fractură pe direcţia Capidava-Canara, la vest de o altă linie probabilă de fractură situată în vecinătatea Dunării şi se continuă spre est către Marea Neagră. Deoarece efectul gravimetric se măreşte continuu în valoare către est, se pare că în această direcţie substratul de roci dense, probabil precambriene, se dezvoltă în adîncime, zona dobrogeană reprezentînd partea terminală vestică a unei unităţi cu dezvoltare mult mai mare.

În figura 207 este prezentat un profil de variaţie a anomaliei gravităţii pe direcţia nord-est—sud-vest, din care apare clar efectul maximal în această valoare produs de horstul şisturilor verzi. De asemenea apare clară variaţia anomaliei gravităţii în dreptul liniilor de fractură care îl mărginesc la nord

(Pecineaga-Camena) şi la sud (Capidava-Canara) şi care sînt de tipul variaţiilor produse de o treaptă.

— Sinclinalul Babadag este probabil situat pe o treaptă de scufundare a fundamentului de roci dense, limitată la nord de o linie de fractură de la

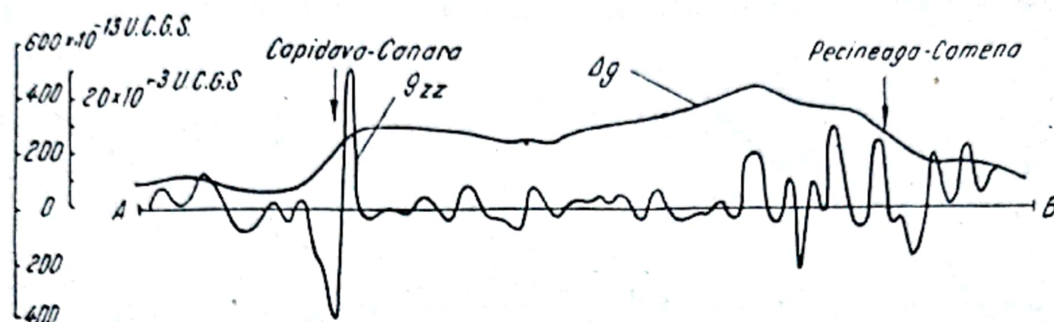


Fig. 207. Profil gravimetric pe direcţia nord-est—sud-vest în Dobrogea centrală.

care începe îngroşarea mare a sedimentelor din zona depozitelor triasice. Reiese de asemenea clară compartimentarea fundamentului acestui sinclinal în arii cu denivelări diferite.

— Zona de platformă moezică din Dobrogea de sud constituie un compartiment mai scufundat al rocilor dense, parţial reprezentate probabil tot prin şisturi verzi, peste care s-au depus sedimente jurisico-cretacice şi neogene.

După cum se poate remarca, prospecţiunea gravimetrică în Dobrogea centrală a adus o serie de informaţii geologice cu privire la caracterul de horst al şisturilor verzi, precum şi cu privire la fundamentul zonelor adiacente şisturilor verzi şi care sînt acoperite cu depozite sedimentare, a căror valoare este deosebit de importantă.

3.2. Probleme de geologie economică în terenuri sedimentare

a) *Structuri cu zăcăminte de hidrocarburi lichide şi gazoase. Regiunea Mislea-Băicoi-Ariceşti-Ploieşti.* Din această regiune este reprodus (după I. Gavăt[1]); în figura 208, un profil gravimetric conţinînd variaţia gradientului orizontal total şi a cîmpului gravităţii în paralel cu secţiunea geologică.

Condiţiile geologice sînt cele cunoscute în regiunea subcarpatică a Munteniei de est.

Se remarcă la studierea acestui profil maximele înregistrate de cîmpul gravităţii în dreptul axelor sinclinale produse de îngroşarea pietrişurilor din levantinul superior şi minimele din dreptul axelor anticlinale (Băicoi, Ariceşti), datorite subţierii levantinului, cît şi prezenţei în sîmburele acestor anticlinale a masivelor de sare.

După cum se poate observa, în această regiune, corelaţia maxim a cîmpului gravităţii—convergenţa gradienţilor orizontali (sinclinal) şi minim al cîmpului gravităţii—divergenţa gradienţilor orizontali (anticlinal sau sare în imediata vecinătate a suprafeţei) reprezintă criterii de interpretare geologică, pe baza

[1] I. Gavăt, *Sur les anomalies du gradient de „g" aux confis des Subcarpates de la Plaine Roumaine au point de vue de la prospection du pétrole*, Moniteur de pétrole roumain, 1938 (Extras nr. 232).

cărora au fost detectate în subsol o serie de structuri necunoscute. Aceste criterii nu sînt însă generale pentru întreaga regiune a cutelor diapire din zona subcarpatică. Așa cum a fost arătat de I. Gavăt, în regiunea mai de la vest (către Tîrgoviște), anticlinalelor le corespund maxime a cîmpului

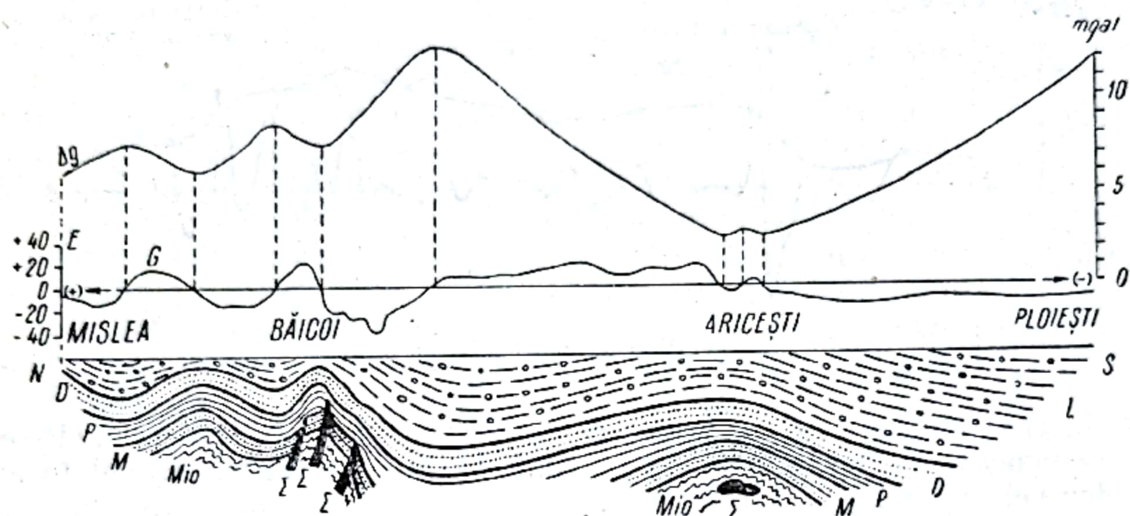


Fig. 208. Profil gravimetric și secțiune geologică pe direcția Mislea-Băicoi-Aricești-Ploiești.

gravității și sinclinalelor minime ale acestei mărimi, ceea ce arată încă o dată inexistența unor criterii generale în interpretarea geologică, care să aibă o aplicare universală, anomaliile mărimilor gravimetrice trebuind să fie interpretate geologic, de la caz la caz, în acord cu datele geologice locale.

b) *Structuri cu zăcăminte de hidrocarburi gazoase.* Din această categorie vom prezenta cazul domului gazeifer de la Saroș. Din punct de vedere geologic, la suprafață apar depozite sarmațiene sau cuaternare. Coloana stratigrafică aproximativă este cunoscută din sondajul de referință în regiune, de la Copșa-Mică, prin care s-au delimitat următoarele formațiuni geologice și grosimi ale lor, care reies din aceasta: sarmațian/tortonian = 1 738 m; tortonian/sare = 1 980 m; sare/tortonian = 2 314 m; tortonian/eocen = 2.323 m.

Sarmațianul este constituit din nisipuri și marne, în alternanță cu tufuri dacitice, și are o densitate medie de 2,20 g/cm³.

Tortonianul este constituit din marne argiloase, gresii și nisipuri, avînd o densitate medie de 2,40 g/cm³.

Eocenul este constituit din argile, calcare marnoase, gresii și conglomerate, avînd o densitate medie de 2,53 g/cm³.

Sarea are o densitate medie de 2,00 g/cm³.

După cum se vede avem de-a face în regiune cu contraste relativ mici de densitate. Pe de altă parte, structura domală se prezintă ca o culminație largă de înclinări mici pe flancuri.

Anomalia gravităţii conturează un minim gravimetric, cu intensitatea de circa —3 mgal, aşa cum reiese din cartarea gravimetrică a lui Ghiciu[1], reprodusă în figura 209.

Este clar că anomalia obţinută nu poate fi pusă în totalitatea ei pe seama sîmburelui de sare a domului, care, deşi are o grosime de circa 300 m, se găseşte la o adîncime mare (aproximativ 2 000 m). I. Gavăt a arătat că circa 75% din valoarea anomaliilor negative produse de domurile gazeifere din Transilvania se datoreşte contrastului de masă creat în interiorul bancurilor de nisipuri productive ale sarmaţianului, produse prin contrastul între densitatea gazelor din zona centrală a domurilor şi densitatea apei de zăcămînt de pe flancurile lui, şi numai restul de 25% din valoarea anomaliilor se datoreşte sării din baza domurilor.

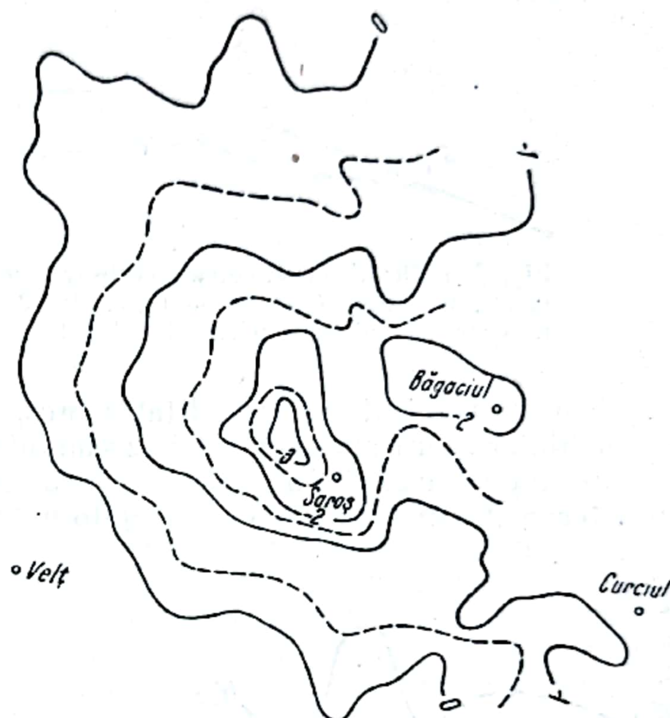


Fig. 209. Anomalia gravităţii în zona domului gazeifer de la Saroş.

Acesta este un caz foarte rar, în care anomalia gravităţii pe o structură de hidrocarburi provine în cea mai mare parte din însăşi prezenţa hidrocarburilor care îmbibă formaţiunile poroase ale structurii.

c) *Problema prospecţiunii gravimetrice directe a zăcămintelor de hidrocarburi.* Aşa cum a apărut din studii recente efectuate în U.R.S.S., în regiunea peninsulei Apşeron îndeosebi, există posibilitatea de reflectare a însăşi contrastului de masă realizat de prezenţa hidrocarburilor lichide şi gazoase în rocile colectoare în care se găsesc, dacă condiţiile geologice sînt favorabile[2]. Luînd ca bază densitatea ţiţeiului de 0,70 g/cm³ şi a gazelor de 0,30 g/cm³, a apei de zăcămînt de 1,00 g/cm³, valoarea porozităţii stratelor colectoare de 25% şi procentul de apă legată de 20%, se obţine o scădere a gravităţii în zonele de boltă a structurilor brahianticlinale de 0,01 mgal/4 m grosime strat cu ţiţei sau 1,5 m strat cu gaze, ceea ce asigură apariţia unor anomalii de minim de 0,5—3,0 mgal intensitate.

---

[1] V. Ghiciu, *Raport asupra măsurătorilor gravimetrice de detaliu în regiunea Saroş-Bazna*, 1955, Arhiva Comitetului geologic.

[2] I. G. Medovskii, G. M. Komarov, *O vozmojnoi prirode lokalnîh gravitaţionnîh minimumov nad zalejami nefti i gaza*, Gheologhia nefti i gaza, 11, 1959.

Pentru exemplificare este reprodus în figura 210 cazul zăcămîntului de la Gazli, (U.R.S.S), unde se poate constata cu ușurință influența prezenței hidrocarburilor în axul cutei prin minimul local circumscris conturului zăcămîntului; pentru comparație este prezentată și curba teoretică, stabilită prin calcul în ipoteza inexistenței unui deficit de masă realizat de prezența hidrocarburilor.

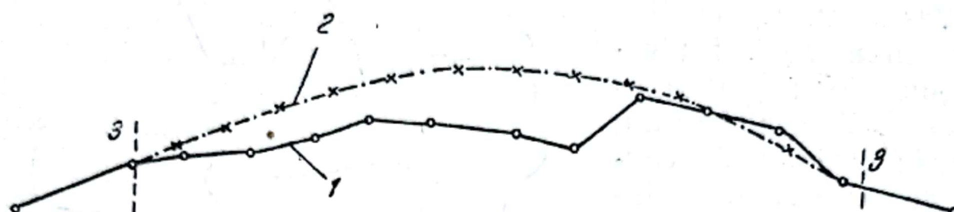


Fig. 210. Profil gravimetric peste zăcămîntul de hidrocarburi de la Gazli, U.R.S.S. (1 = curba măsurată; 2 = curba teoretică, în ipoteza inexistenței hidrocarburilor; 3 = limitele zăcămîntului de hidrocarburi).

Este de precizat că posibilitatea prospectării gravimetrice a zăcămintelor de hidrocarburi apare numai la zăcămintele cu adîncime mică.

d) *Zăcăminte de cărbuni*. Prospectarea zăcămintelor de cărbuni nu a fost încă încercată în țara noastră cu ajutorul balanței de torsiune și din acest motiv este prezentat un exemplu din străinătate.

În figura 211 este reprezentat un profil gravimetric, conținînd variația gradientului orizontal și a curburii diferențiale în paralel, cu secțiunea geologică construită pe baza datelor de exploatare, și a unor foraje de explorare, referitoare la zăcămîntul de lignit de la Borken, R.F. Germană (Heiland, 1946).

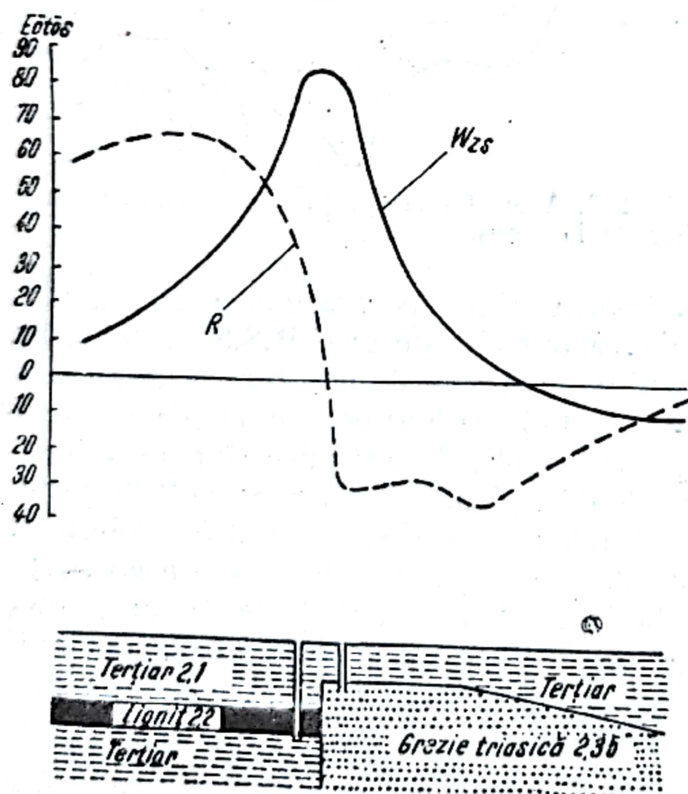


Fig. 211. Variația gradientului orizontal total și a curburii diferențiale de-a lungul unui profil peste zăcămîntul de lignit de la Borken, R.F.G.

După cum se poate remarca, situația geologică este cu totul dezavantajoasă aplicării prospecțiunii gravimetrice, fiind vorba de un strat orizontal de cărbuni în contrast mic de densitate cu depozitele terțiale în care se găsește inclus.

Problema pusă prospecțiunii gravimetrice a fost de a încerca determinarea extinderii longitudinale a stratului de cărbuni. Prospecțiunea gravi-

metrică executată în acest scop a pus în evidență un maxim al gradientului orizontal total și un maxim conjugat cu minim pentru curbura diferențială, anomalii caracteristice unei distribuții de masă de tipul unei trepte, și anume a unei trepte drepte, dat fiind simetria anomaliilor celor două mărimi gravimetrice. Forajele ulterioare, al căror amplasament este marcat în figura 211,

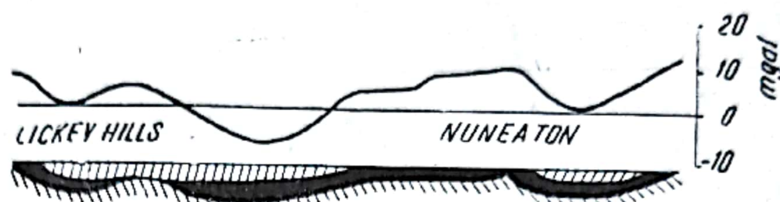


Fig. 212. Variația anomaliei gravității pe un profil în regiunea cu zăcăminte de cărbuni din sudul Angliei, între Lickey Hills și Nuneaton.

au confirmat existența în subsol a unei mase de gresie triasică de densitate mai mare decît depozitele terțiare, care are aspectul unui prag ce limitează extinderea laterală a stratului de lignit.

În figura 212 este prezentat un profil, conținînd variația anomaliei gravității în paralel cu secțiunea geologică din regiunea cu zăcăminte de cărbuni din sudul Angliei[1]. În această regiune, formațiunea cu cărbuni atinge grosimi pînă la 1 000 m și are o densitate medie de 2,62 g/cm³. Ea este suportată de roci paleozoice, cu densitate de 2,70—2,84 g/cm³, și suportă la rîndul ei sinclinale cu roci mezozoice, a căror densitate medie este de 2,40 g/cm³.

După cum se poate remarca din figura 212, anomalia cîmpului gravității prezintă o strînsă corelație cu relieful fundamentului paleozoic, indicînd ariile în care îngroșarea formațiunii cu cărbuni este cea mai probabilă.

În general, prospecțiunea gravimetrică nu este în măsură să indice prezența stratelor de cărbuni în subsol; poate da însă indicații asupra reliefului de fund a bazinelor carbonifere și asupra tectonicii acestora, importante de știut pentru stabilirea zonelor favorabile prezenței stratelor de cărbuni și asupra poziției lor în interiorul coloanei de sedimente.

e) *Zăcăminte de sare.* În figura 213 este prezentat, după I. Gavăt[2], un profil gravimetric, conținînd variația gradientului orizontal total și a curburii diferențiale în paralel cu secțiunea geologică a masivului de sare de la Florești (Prahova). După cum se poate remarca, gradientul orizontal total prezintă o variație de forma unui minim conjugat cu maxim, iar curbura diferențială o variație de forma unui minim. (Se va observa relația dintre limitele masivului de sare și punctele caracteristice ale celor două curbe de variație a mărimilor gravimetrice, precum și asemănarea curbelor cu cele teoretice produse de o distribuție de masă de tip *strat vertical.*)

---

[1] N. L. Falcon and L. H. Tarrant, *The gravitational and magnetic exploration of parts of the mezozoic covered areas of the South-central England*, The Quarterly Journal of the Geological Society of London, CIV, 2, 1951.

[2] I. Gavăt, *Studiul interpretării rezultatelor gravimetrice din regiunea Filipeștii-de-Pădure — Măgureni — Novăcești — Florești — Băicoi*, D. S. Institutul Geologic al Romîniei, XVIII, 1931.

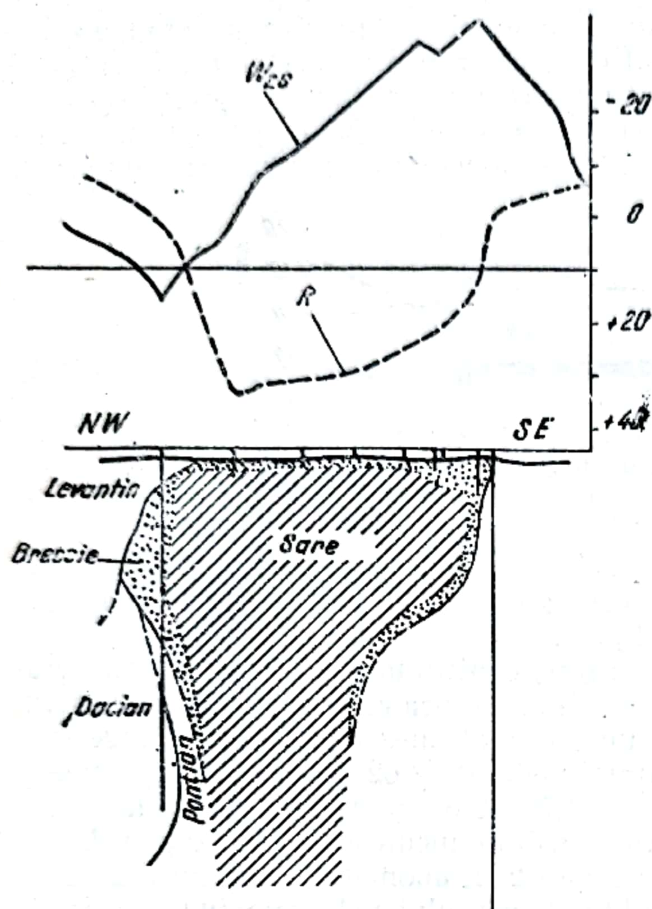


Fig. 213. Profil gravimetric şi geologic prin masivul de sare de la Floreşti.



Fig. 214. Anomalia gravităţii în zona masivului de sare de la Valea-Sării.

Prospecţiunea gravimetrică cu gravimetrul static pentru descoperirea masivelor de sare a dat în ţara noastră rezultate excepţional de bune. Numai pînă în anul 1957 au fost cartate peste 100 de anomalii gravimetrice produse de masive de sare, din care mare parte controlate prin foraje, situate în diferite condiţii geologice.

Dintre acestea vom cita ca un exemplu tipic masivul de sare de la Valea-Sării, situat în Vrancea de nord. În figura 214 este reprodusă, după Botezatu[1], o schiţă din harta gravimetrică întocmită în această regiune, conţinînd anomalia gravităţii circumscrisă acestui masiv de sare.

Din punct de vedere fizico-geologic, acest masiv de sare apare pe linia Caşin-Bisoca, de-a lungul căreia formaţiunea saliferă (în facies predominat marnos-gresos) se găseşte în contact de front cu depozitele sarmato-pliocene de la est (în facies nisipos-gresos-argilos). În raport cu aceste două tipuri de roci, sarea se găseşte în contrast negativ de densitate, creînd condiţii favorabile prospecţiunii gravimetrice.

După cum se poate remarca din figura 214, masivul de sare — cunoscut parţial din exploatări rudimentare ale locuitorilor din regiune — produce un intens minim gravimetric, a cărui morfologie dă preţioase indicaţii asupra formei şi poziţiei lui.

3.3. **Probleme de geologie economică în terenuri cristaline şi eruptive.** Zăcămintele minerale în zonele cu roci eruptive sau cristaline sînt în general zăcăminte de minereuri metalifere. Deşi mineralele de acest gen au densităţi mari, fiind în măsură să creeze contraste mari de densitate în raport cu rocile cristaline sau eruptive, contrastele de masă care se creează la aceste zăcăminte sînt în general mici, datorită dimensiunilor mici şi a asociaţiilor mineralogice uneori dezavantajoase din acest punct de vedere. La cele de mai sus mai trebuie adăugate complicaţiile mari pe care le aduce prospecţiunii gravimetrice faptul că astfel de zăcăminte sînt în general situate în regiuni cu relief foarte accidentat, ceea ce face uneori imposibilă efectuarea reducerilor de relief la o precizie ridicată, avînd în vedere că este vorba îndeosebi de anomalii cu intensitate mică (maximum 1,5 mgal).

Din aceste cauze, aplicabilitatea prospecţiunii gravimetrice în astfel de probleme este în general foarte restrînsă, fiind limitată la cazurile cu totul favorabile, în care apar contraste importante de masă, capabile să producă anomalii gravimetrice care pot fi cartate în mod satisfăcător.

În cuprinsul ţării noastre, prospecţiunea gravimetrică a fost experimentată pentru zăcăminte de minereuri în zone cu roci cristaline sau eruptive, obţinîndu-se date uneori parţial concludente.

Pentru exemplificarea prospecţiunilor gravimetrice din această categorie vom prezenta însă cîteva cazuri clasice din străinătate pe care le furnizează literatura de specialitate.

a) *Zăcămîntul de pirită de la Caldwell, Ontario, Canada* (Heiland, 1946). În acest caz este vorba de un zăcămînt filonian de pirită, în contrast de densitate de 1,70 g/cm^3 faţă de rocile înconjurătoare. Prospecţiunea gravimetrică

[1] R. Botezatu, *Cercetări gravimetrice în regiunea Vrancea de nord*, D. S. Comitetul geologic, XLII, 1959.

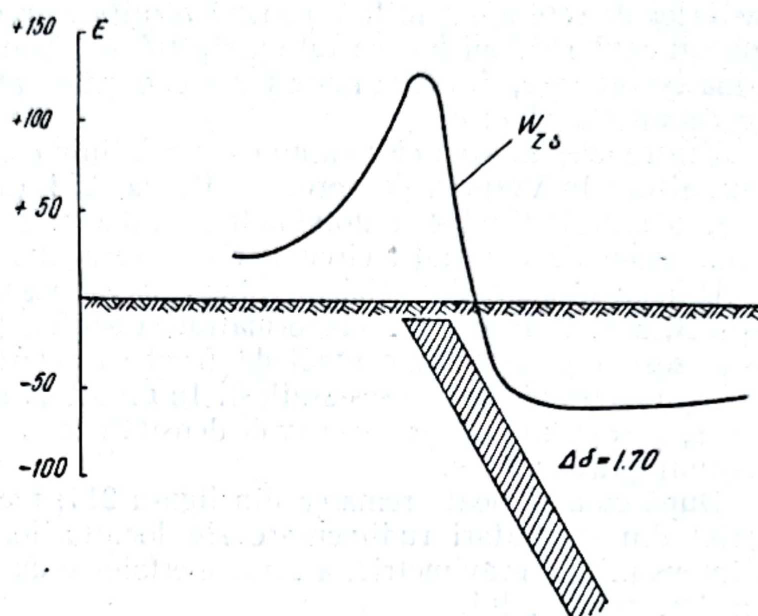


Fig. 215. Variația gradientului orizontal total pentru zăcămîntul de pirită de la Caldwell, Canada.

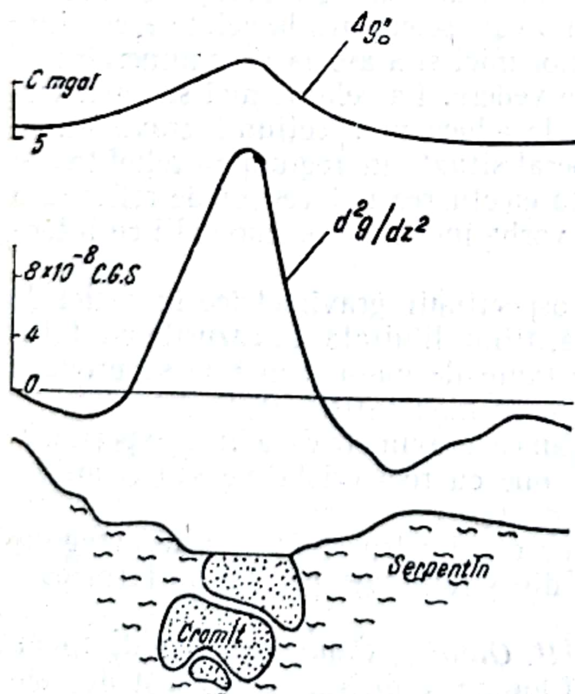


Fig. 216. Anomalia gravitații peste zăcămîntul de cromit de la Gölalan, Turcia.

cu balanţa de torsiune a pus în evidenţă un maxim conjugat cu un minim al gradientului orizontal total, cu un caracter asimetric şi cu diferenţă de intensitate între maxim şi minim, ceea ce indică o înclinare importantă a zăcămîntului. Forajele ulterioare au stabilit existenţa filonului, precum şi caracteristicile de formă ale lui, aşa cum este figurat în partea inferioară a figurei 215.

b) *Zăcămîntul de cromit de la Gölalan, Turcia*[1]. În această regiune apar lentile de cromit, cu densitatea medie de 4,15 g/cm³ în roci de tipul serpentinelor (2,50 g/cm³), norite (2,95 g/cm³), harzburgite (2,65 g/cm³), cuarţite şi şisturi cuarţitice (2,60 g/cm³). Lentilele de cromit sînt mari avînd între 100 000 şi 1 000 000 t.

După cum se poate remarca din figura 216, anomalia cîmpului gravităţii indică printr-un maxim, cu intensitatea de peste 1 mgal, poziţia în subsol a acestor lentile de cromit.

CAPITOLUL XXXV

INTERPRETAREA GEOLOGICĂ A ANOMALIILOR MAGNETICE

1. APLICABILITATEA PROSPECŢIUNII MAGNETOMETRICE. CAPACITATEA DE REZOLVARE A PROBLEMELOR GEOLOGICE

Aplicabilitatea prospecţiunii magnetometrice este condiţionată de existenţa în subsol a unei distribuţii neomogene a intensităţii de magnetizare, creată de contrastele de magnetizare dintre elementele geologice individualizate (structuri cutate, accidente tectonice sau aglomeraţii de minerale utile în zăcăminte) şi rocile sau formaţiunile geologice care formează mediul înconjurător al acestora. Existenţa unor contraste de intensitate de magnetizare în subsol este o condiţie necesară pentru aplicabilitatea cu succes a prospecţiunii magnetometrice, dar nu este suficientă, deoarece mai este necesar ca acestea să fie suficient de mari în valoare şi situate la o adîncime relativ redusă. În cazul acesta, anomaliile elementelor cîmpului geomagnetic sînt suficient de mari în valoare şi de întinse în suprafaţă, pentru a putea fi puse în evidenţă la o precizie suficientă cu aparatura actuală şi deci pot fi interpretate geologic în mod satisfăcător.

În cele ce urmează sînt trecute în revistă ceva mai amănunţit condiţiile geologice mai importante şi mai frecvent întîlnite în natură, în care apar

[1] Sulhi Yüngül, *Prospecting for chromite with gravimeter and magnetometer over rugged topography in East Turkey*, Geophysics, XXI, 2, 1956.

contraste de proprietăţi magnetice în măsură de a produce anomalii magnetice cartabile. Departe de a epuiza acest subiect, specificarea cazurilor mai importante va permite totuşi conturarea în mare a domeniului de aplicabilitate a metodelor de prospecţiune magnetometrică.

Situaţii geologice în care apar contraste de susceptibilitate magnetică

Din capul locului vom lua în considerare tipurile principale de terenuri care constituie structura geologică de suprafaţă şi se păstrează pînă la o adîncime destul de mare în subsol, deoarece tipurile de elemente geologice şi de structură geologică sînt net diferite în funcţie de acestea. Tot acestea vor condiţiona şi tipuri de contraste de susceptibilitate magnetică diferite.

Vom distinge aşadar:

a. **Situaţii geologice în terenuri sedimentare.**

1) *Contraste de susceptibilitate magnetică situate la suprafaţa sau în imediata vecinătate a suprafeţei cuverturii.* Acestea apar în general datorită următoarelor cauze:

— variaţii laterale a proprietăţilor magnetice a rocilor ca urmare a variaţiilor laterale de facies petrografic a acestora;

— aflorarea diverselor formaţiuni geologice cu caractere petrografice diferite, îndeosebi la marginea bazinelor de sedimentare;

— intercalaţii de tufuri şi cenuşi vulcanice, cu bombe şi blocuri;

— prezenţa de blocuri sau fragmente de roci cu proprietăţi magnetice ridicate în materialele aluvionare;

— prezenţa de roci eruptive în cuprinsul cuverturii care o străpung, ajungînd pînă la suprafaţă sub formă de dyckuri, lakkolite, dopuri, piloni etc.;

— prezenţa de concentraţii de materiale magnetice produse prin procese chimice sau mecanice, uneori sub formă de zăcăminte de minerale utile (de exemplu orizonturi de concreţiuni sideritice etc.);

— prezenţa stratelor de cărbuni sau a masivelor de sare;

— existenţa unui relief geomorfologic, apărut pe seama unor roci mai compacte şi mai active magnetic, cu o rezistenţă la eroziune mai mare decît restul rocilor din regiune;

— magnetizări locale datorită fenomenelor meteorologice.

Aceste contraste de suprafaţă ale susceptibilităţii magnetice pot produce (dacă au asociate şi contraste de masă magnetică) anomalii magnetice de intensitate variabilă, în general mare, şi care au caracteristic faptul că au o mică extindere în suprafaţă, fiind circumscrise situaţiei geologice respective.

2) *Contraste de susceptibilitate magnetică situate în interiorul cuverturii.* La apariţia acestora stau în general următoarele cauze:

— variaţii laterale sau pe verticală a proprietăţilor magnetice a rocilor în funcţie de faciesul petrografic al acestora, cum ar fi de exemplu: variaţii de facies pe orizontală în bazinele de sedimentare, laminarea stratelor şi discordanţele unghiulare către periferia bazinelor, succesiunea stratigrafică pe verticală conţinînd pachete de roci cu facies diferit, variaţii laterale de grosime a stratificaţiei etc.;

— tectonizarea formaţiunilor sedimentare, sub formă de anticlinale şi sinclinale, cute, falii, fracturi, flexuri etc.;

— prezența de depozite de minerale utile cuprinse în coloana sedimentară la diferite nivele, cum ar fi: strate de cărbuni, gips sau sare, masive diapire de sare etc.;

— prezența de mase de roci eruptive în coloana sedimentară, sub formă de dyckuri, lakkolite, piloni etc., rămase cu partea superioară în interiorul acesteia;

— intercalații de cenuși vulcanice sau curgeri de lave la diferite niveluri.

Aceste contraste de proprietăți magnetice din interiorul cuverturii pot produce anomalii magnetice de intensitate, în general mică (de ordinul a zeci sau sute de γ), însă cu o extindere în suprafață mai mare decît cele din cazul anterior.

3) *Contraste de susceptibilitate magnetică situate la suprafața sau în interiorul fundamentului.* Situațiile geologice mai importante din aceste categorii sînt următoarele:

— relieful topografic produs prin eroziune a suprafeței fundamentului, cum ar fi, de exemplu, în cazul platformelor tabulare, sau cu relief minor, reliefuri îngropate, cordiliere vechi etc.;

— tectonizarea suprafeței fundamentului sub formă de cute, falii, încălecări, flexuri etc.;

— resturi de elemente tectonice în interiorul fundamentului (cute, falii etc.) trunchiate la suprafața lui prin eroziune sau elemente structurale majore conservate în interiorul acestuia;

— varietatea rocilor cu proprietăți magnetice diferite care constituie fundamentul;

— mase intrusive în interiorul sau pînă la suprafața fundamentului (batholite, lakkolite etc.);

— variații în grosime a crustei terestre;

— variații în proprietățile magnetice ale materialului subcrustal.

Aceste contraste de fundament produc în general anomalii magnetice regionale, intense și extinse pe suprafețe mari.

b. **Situații geologice în terenuri cristaline sau eruptive.** În regiunile în care structura geologică este constituită din roci cristaline sau eruptive distingem următoarele situații în care pot apărea contraste de susceptibilitate magnetică, capabile de a genera anomalii cartabile, și anume:

— varietatea petrografică a rocilor cristaline (epizonale, mezozonale sau katazonale) sau a rocilor eruptive (intrusive sau efuzive, cu toată gama de tipuri de roci a acestora);

— contacte geologice între roci cristaline sau eruptive și sedimentare, cristaline și eruptive sau eruptive între ele;

— prezența de minerale utile în zăcăminte metalifere (de segregație magmatică, de contact sau filoniene și uneori chiar de concentrare mecanică);

— tectonizarea rocilor cristaline sau eruptive sub formă de anticlinorii, fracturi etc.;

— trecutul geologic al rocilor cristaline sau eruptive, prin acțiuni termice, chimice, presiuni, datorită tectonizării sau cutremurelor de pămînt etc., are ca urmare modificări ale proprietăților magnetice a acestor roci.

— magnetizări locale de suprafață prin fenomene meteorologice.

Aceste contraste de susceptibilitate magnetică produc în general anomalii magnetice foarte intense (peste 1 000 γ), cu extindere variabilă în suprafață după natura situației geologice specifice.

În general, în natură există pentru fiecare unitate geologică un număr mare de contraste de susceptibilitate magnetică. Dacă pe baza acestora se creează și contraste de masă magnetică, de valoare suficient de mare și situate la adîncime relativ redusă, prospecțiunea magnetometrică poate funcționa cu succes.

Succesul prospecțiunii magnetometrice este asigurat în toate cazurile în care există un contrast unic de masă magnetică în subsol. Aceasta nu exclude însă și posibilitatea de succes a acestui gen de prospecțiune geofizică și în cazurile în care există mai multe contraste de masă magnetică, caz de altfel general în natură, însă aceasta este limitat atunci de mărimea maselor magnetice, adîncimea și distanța orizontală la care acestea se găsesc situate în subsol. Dacă acești parametri nu se combină favorabil, se obțin anomalii magnetice cartabile, însă acestea reprezintă efecte cumulate la suprafață și interpretarea geologică a acestor anomalii se face cu dificultăți.

Există în natură și cazuri particulare în care sînt prezente în subsol contraste de susceptibilitate magnetică, care însă se anulează reciproc, fără a da naștere la contraste de masă magnetică.

2. PRINCIPALELE PROBLEME GEOLOGICE REZOLVABILE PRIN METODA DE PROSPECȚIUNE MAGNETOMETRICĂ

Cu toate limitările specificate mai sus, prospecțiunea magnetometrică are aplicații largi în multiple și variate probleme geologice. Pentru aceasta prezintă interes trecerea în revistă a celor mai importante probleme geologice, la a căror rezolvare metodele magnetometrice de prospecțiune pot aduce o contribuție importantă și, în mare parte, chiar au adus în străinătate și în patria noastră. Acestea sînt:

a. **Probleme de geologie structurală regională.** Din această categorie de probleme geologice, care au în principal un caracter pur științific, dar pot avea și continuări economice importante, fac parte următoarele:

— delimitarea formelor structurale regionale din platforme și din arii geosinclinale;

— determinarea reliefului fundamentului sedimentelor, ca, de exemplu, cordiliere, reliefuri îngropate etc.;

— determinarea tectonicii ascunse a fundamentului cuverturii sedimentare, cum ar fi horsturi, grabbene, fracturi, flexuri, anticlinorii, sinclinorii etc.;

— determinarea prezenței rocilor active magnetic din cuprinsul coloanei stratigrafice, cum ar fi, de exemplu, mase de roci eruptive în batholite, lakkolite, piloni, dopuri etc.;

— informații asupra variațiilor de compoziție mineralogică și prin aceasta informații asupra caracterului petrografic al rocilor care constituie fundamentul sedimentelor.

b. **Probleme de geologie economică:**

1) *În terenuri sedimentare:*

— determinarea de structuri favorabile acumulărilor de petrol, cum ar fi: anticlinalele, reliefurile îngropate etc.;
— determinarea de structuri favorabile acumulărilor de petrol și gaze, cum ar fi bombamentele de platformă, structurile domale etc.;
— determinarea masivelor de sare;
— determinarea reliefului de fund a bazinelor carbonifere și a tectonicii acestora.

2) *În zone cu roci cristaline sau eruptive:*
— determinarea zăcămintelor de segregație magmatică cu conținut de minerale feromagnetice, cum ar fi, de exemplu, cele de cromit;
— determinarea zăcămintelor metalifere filoniene, în care diferite metale native (aur, argint, cupru etc.) sau minerale de interes economic se găsesc în asociații mineralogice și minerale feromagnetice;
— determinarea zăcămintelor dinamometamorfice de minerale feromagnetice;
— determinarea zăcămintelor de concentrație mecanică în care metale native se găsesc împreună cu minerale feromagnetice, de exemplu conglomerate sau aluviuni aurifere, cuprifere, platinifere etc.;
— determinarea zăcămintelor de concentrație chimică, cu conținut de minerale feromagnetice.

c. **Probleme de hidrogeologie:**

— Determinarea zonelor structurale favorabile prezenței stratelor acvifere, cum ar fi, de exemplu, determinarea limitelor laterale stratigrafice sau de eroziune a bazinelor, a faliilor, a fracturilor, a anticlinalelor, a dyckurilor etc.

d. **Probleme de geologie tehnică:**

— Determinarea extinderii orizontale și verticale a unor depozite de materiale de construcție, cum sînt cele de pietrișuri, nisipuri, marne, roci eruptive, etc;
— informații asupra fundamentului privind relieful și natura acestuia, în zonele unde se construiesc hidrocentrale, uzine etc.

Domeniul mare de aplicabilitate al prospecțiunii magnetometrice este însă în problemele de geologie structurală regională și de geologie economică în cristalin și eruptiv, îndeosebi în legătură cu zăcămintele de minereuri de fier. Prin aceasta, metodele magnetometrice de prospecțiune reprezintă un instrument prețios de cercetare a bogățiilor subsolului, pentru lărgirea bazei de materii prime necesare industriei extractive și prelucrătoare.

În afară de problemele geologice specificate mai sus, cercetarea magnetometrică (efectuată cu aceeași aparatură și cu o metodică și tehnică de lucru apropiată de aceea folosită în prospecțiunea de acest gen) mai poate fi folosită

şi în unele probleme tehnice cu rezultate pozitive şi care au de asemenea repercursiuni economice importante. Acestea sînt:

— localizarea conductelor îngropate pentru care nu mai există planurile de montaj;

— localizarea de obiecte sau instalaţii metalice îngropate (îndeosebi de fier), a căror situaţie este necunoscută.

După cum se poate remarca, domeniul de aplicabilitate al metodelor magnetometrice de prospecţiune sau cercetare este vast şi îmbracă un număr mare de probleme importante, care în totalitate sînt de un interes deosebit pentru economia naţională a patriei noastre; o serie de succese importante au şi fost înregistrate pînă în prezent cu acest gen de prospecţiuni geofizice.

3. TRĂSĂTURILE SPECIFICE ALE INTERPRETĂRII GEOLOGICE A ANOMALIILOR MAGNETICE. EXEMPLE

Metoda de prospeţiune magnetometrică are multe puncte comune cu cea gravimetrică. Ambele sînt metode potenţiale, adică mărimile fizice pe care se bazează sînt derivatele unui potenţial.

Spre deosebire însă de prospecţiunea gravimetrică, cea magnetometrică este mai complicată atît în principiu cît şi în aplicaţii, deoarece proprietatea fizică pe care se bazează este o mărime vectorială.

După cum se ştie, prospecţiunea gravimetrică se bazează pe o proprietate fizică fundamentală, care poartă numele de *densitate* şi care este caracterizată numai prin mărimea ei, exprimabilă în g/cm³. În cazul prospecţiunii magnetometrice, proprietatea fizică fundamentală poartă numele de *intensitate de magnetizare* şi este o mărime vectorială, dirijată, care este caracterizată prin intensitate, direcţie şi sens. Aceasta complică foarte mult interpretarea geologică a anomaliilor magnetice, deoarece nu este suficient să cunoaştem sau să aproximăm pentru interpretarea lor numai mărimea intensităţii de magnetizare, ci trebuie să cunoaştem sau să aproximăm şi direcţia acesteia.

Cele de mai sus apar în mod clar din exemplele prezentate în figurile 17 şi 218. În aceste două exemple este luat în considerarea cazul unui filon

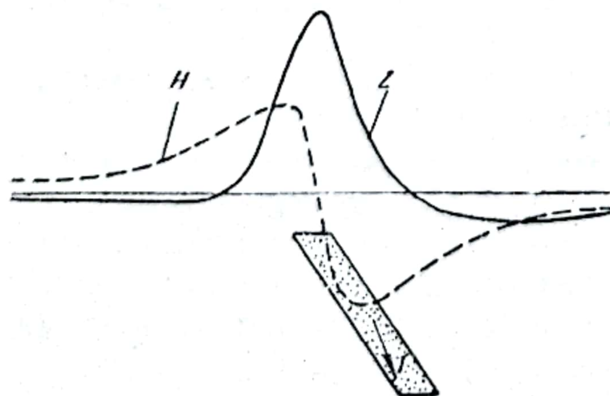


Fig. 217. Anomaliile elementelor cîmpului geomagnetic produse de un filon înclinat cu intensitatea de magnetizare aproape verticală.

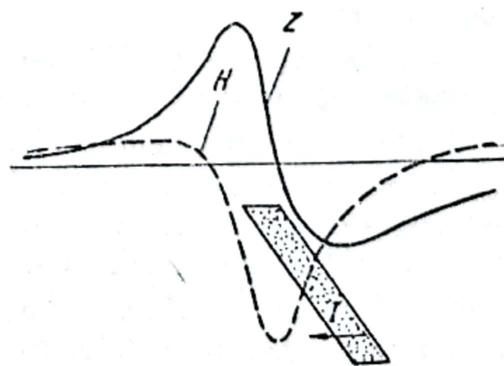


Fig. 218. Anomaliile elementelor cîmpului geomagnetic produse de un filon înclinat cu intensitatea de magnetizare orizontală.

înclinat, cu secţiunea un paralelogram, infinit extins în direcţia perpendiculară pe planul figurii, caracterizat printr-o intensitate de magnetizare de mărimea I, dar care are respectiv direcţii diferite, şi anume aproape verticală (fig. 217) sau orizontală (fig. 218). După cum se poate lesne remarca anomaliile celor două elemente ale cîmpului geomagnetic (componenta verticală Z şi componenta orizontală H) au un aspect cu totul deosebit în cele două cazuri, cu toate că este vorba de acelaşi element geologic din subsol şi de aceeaşi mărime a intensităţii de magnetizare a acestuia.

Din acest motiv, morfologia anomaliilor magnetice este mult mai puţin legată de forma obiectelor geologice care le produc, decît în cazul anomaliilor gravimetrice. În schimb, influenţa adîncimii obiectelor geologice asupra intensităţii şi extinderii în suprafaţă a anomaliilor magnetice este mai activă decît în cazul anomaliilor gravimetrice.

Ca şi la interpretarea altor tipuri de anomalii geofizice, atunci cînd se procedează la interpretarea geologică a rezultatelor prospecţiunii magnetometrice, trebuie ţinut cont de caracterele geologice generale ale regiunii, de toate datele de informaţie geologică existente din lucrări de suprafaţă sau lucrări miniere şi de proprietăţile magnetice cele mai probabile ale rocilor şi formaţiunilor geologice prezente sau probabile în regiunea respectivă. Toate aceste date sînt studiate şi analizate atent, pentru a formula cea mai judicioasă soluţie cu privire la structura geologică sau prezenţa de concentraţii de minerale utile din regiunea respectivă.

Pentru a lămuri modul în care se efectuează interpretarea geologică a anomaliilor magnetice, vom prezenta mai jos cîteva cazuri tipice pe categorii de probleme geologice, din care să reiasă principiile generale şi natura rezultatelor practice care se pot obţine.

a. **Probleme de geologie structurală. Moldova de nord.** Regiunea care a făcut obiectul acestei cartări magnetometrice regionale este caracterizată prin predominanţa la suprafaţă a depozitelor sarmaţiene, acoperite parţial de formaţiuni cuaternare. Aşa cum reiese din datele unor foraje de explorare, sub acestea se găsesc depozite tortoniene, cretacice şi siluriene, această serie sedimentară repauzînd pe un fundament de şisturi cristaline (platforma podolică).

În figura 219 este reprodusă, după Botezatu [1], imaginea variaţiei absolute a componentei verticale a cîmpului geomagnetic în această regiune, obţinută prin legarea măsurătorilor relative efectuate cu magnetometrul vertical de staţiile absolute de la Tg.-Frumos, Paşcani şi Dolhasca.

În figurile 220 şi 221 sînt reproduse imaginile anomaliei absolute a componentei verticale a cîmpului geomagnetic, folosind reducerea cîmpului normal atît după formulele lui M. RÖSSIGER, valabile pentru Europa centrală (fig. 220), cît şi după formulele L. CONSTANTINESCU şi colaboratorii (fig. 221). Cu această ocazie este de remarcat aspectul cîmpului geomagnetic normal (componenta verticală) pentru o porţiune din teritoriul ţării noastre.

Avînd în vedere că din punct de vedere calitativ cele două imagini ale anomaliei componentei verticale a cîmpului geomagnetic sînt perfect compa-

[1] R. Botezatu, *Măsurători magnetice regionale în Moldova de nord*, D. S. Com. Geol., XLIII, 1962.

rabile, interpretarea geologică care va fi prezentată mai jos este valabilă pentru oricare din ele.

Regiunea cercetată magnetic în Moldova de nord se prezintă ca avînd două regimuri de distribuție a anomaliei magnetice complet diferite. Pe această

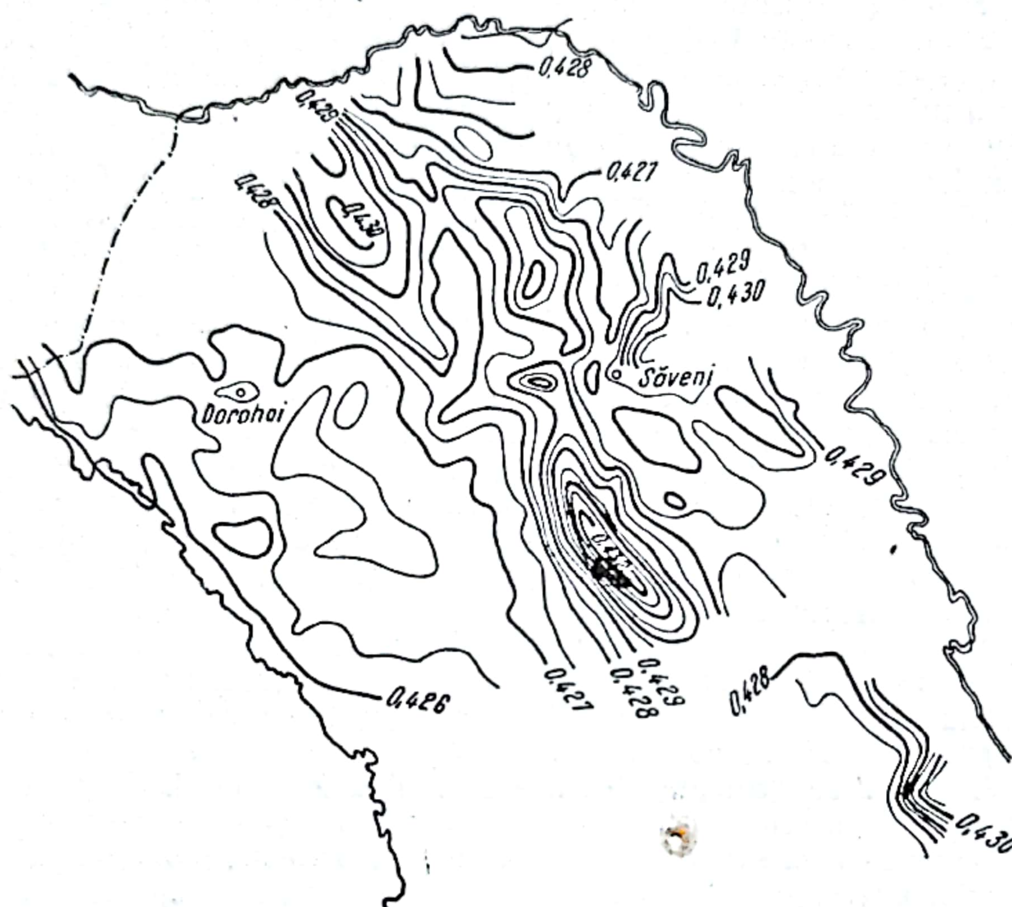


Fig. 219. Variația absolută a componentei verticale a cîmpului geomagnetic din Moldova de nord.

bază se poate raiona regiunea în două compartimente distincte, unul estic și altul vestic, separația între ele făcîndu-se după o linie care ar uni aproximativ localitățile Suhărău, Corlățeni, Costești și Bălușeni.

Compartimentul estic prezintă variații intense a anomaliei magnetice, fiind dominat de prezența a patru anomalii majore de maxim, localizate în vecinătatea localităților Hudești-Arborea, Tomești-Gurbănești, Mileanca și Săveni și care împreună cu altele de mai mică amploare pot fi grupate pe următoarele linii anomale principale:

— linia de maxim Hudești-est—Arborea-est—Vorniceni;
— linia de minim Darabani—Havîrna—Vorniceni;
— linia de maxim Mileanca-vest—Stiubeeni—Tomești—Gurbănești;
— linia de minim Bivolul Mare—Drăgușeni—Vlăsinești-vest—Dăngeni;
— linia de maxim Săveni;
— linia de minim est Mihălășeni;

Compartimentul vestic are un aspect mult mai puțin perturbat, curbele de egală valoare a anomaliei prezentînd închideri locale sau un traect ezitant, fără o direcție preferențială de orientare, caracteristici proprii zonelor de valori aproape staționare.

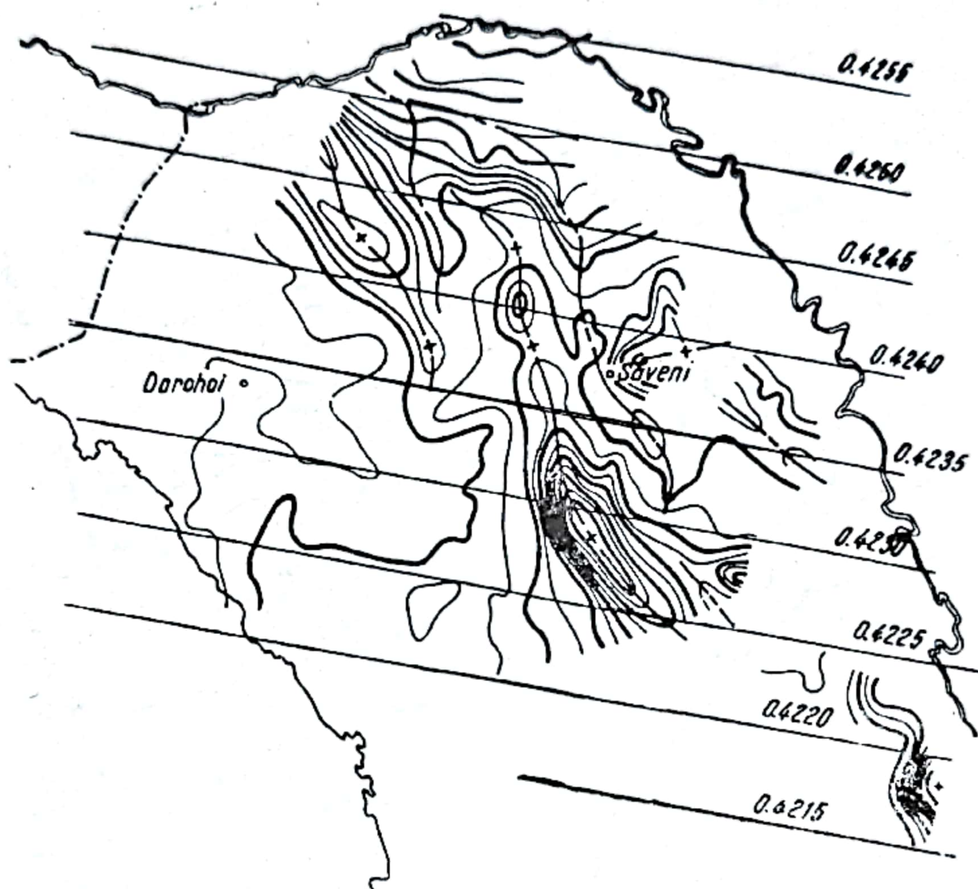


Fig. 220. Anomalia absolută a componentei verticale în Moldova de nord (cîmpul normal după M. Rössiger).

În regiunea Moldova de nord, cîmpul magnetic, în general puternic perturbat (mai ales în compartimentul estic), nu poate fi legat cauzal de elementele geologice de suprafață. Reflectînd repartiția maselor magnetice din fundament, anomalia magnetică confirmă prezența în subsolul acestei regiuni a unei părți din platforma podolică.

Fundamentul platformei podolice reprezintă o veche carapace a crustei terestre, erodată încă din arhaic pînă la aspectul apropiat de acela al unei peneplene, fără a avea însă o suprafață perfect tabulară. În constituția ei stau la bază granitele și șisturile cristaline. Prezența acestui material la adîncime relativ redusă, îndeosebi în zona nord-vestică a regiunii cercetate, prin proprietățile lui magnetice intense care îl caracterizează produce perturbațiile cîmpului geomagnetic din compartimentul estic. Anomaliile magnetice intense din acest compartiment sînt datorite probabil unor resturi de relief sub formă

de ondulațiuni pe fața superioară a fundamentului platformei, asociate cu diferențieri locale în compoziția materialului care o constituie.

În compartimentul vestic, variațiile mici de valoare a anomaliei magnetice arată absența în substratul acestui compartiment a unor roci cu proprietăți magnetice ridicate.

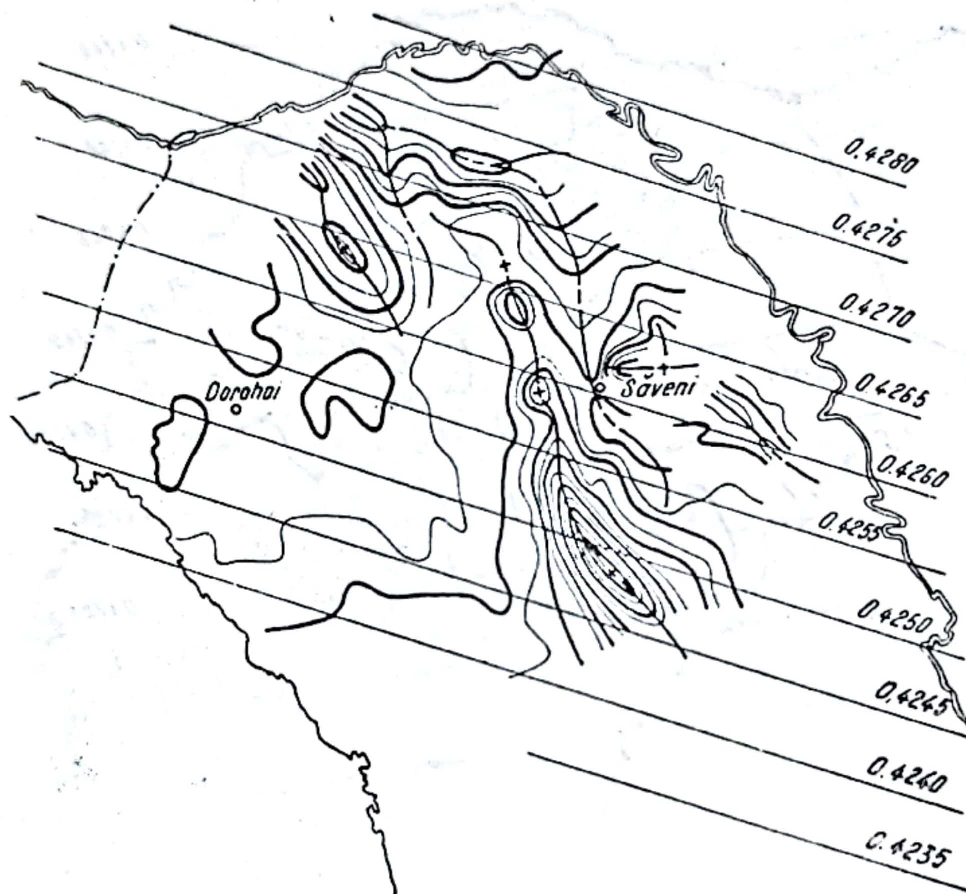


Fig. 221. Anomalia absolută a componentei verticale în Moldova de nord (cîmpul normal după L. Constantinescu și colaboratori).

Diferențierea de caracter magnetic a celor două compartimente din Moldova de nord s-ar datora deci unei diferențieri a materialului care intră în constituția fundamentului platformei podolice.

În concluzie, ridicarea magnetică regională din Moldova de nord aduce următoarele date de informație mai importante pentru cunoașterea structurii geologice ascunse ale acestei regiuni:

Harta magnetică în această regiune reflectă efectul magnetic al platformei podolice, avînd drept cauză materialul de bază al platformei, care are o intensitate de magnetizare mai ridicată în valoare decît a sedimentelor pe care le suportă.

Linia Suhărău — Corlățeni — Costești — Bălușeni ar reprezenta o linie de contact în platformă, despărțind-o, în două zone constituite din roci cu

intensitate de magnetizare net diferită. Proprietățile magnetice la est de această linie ar fi mult mai ridicate și variabile în cuprinsul ei, datorită varietății rocilor care intră în constituția platformei; cauza puternicelor anomalii locale rezidă probabil în prezența maselor granitice de platformă, cu conținut de magnetită relativ ridicat. La vest de linia specificată, proprietățile magnetice sînt mult mai slabe, în constituția platformei dominînd probabil șisturi cristaline.

Este posibil ca linia de demarcație a celor două zone cu caractere magnetice diferite să corespundă unei linii după care fundamentului precambrian din est i s-ar fi alipit un bloc paleozoic vestic, care ar face corp comun cu platforma.

Și acest exemplu relevă natura informațiilor pe care prospecțiunea magnetometrică le poate furniza în regiuni în care absența unor date de explorare prin foraje sau lucrări miniere nu permite decît formularea de ipoteze cu privire la caracteristicile structurii geologice ascunse și complet necunoscute.

b. **Probleme de geologie economică în terenuri sedimentare**

1) *Zăcăminte de sare.* Prospecțiunea magnetometrică a masivelor de sare este în general posibilă, datorită caracterului diamagnetic al sării, cu condiția ca formațiunile sedimentare în care acestea se găsesc să fie cît mai accentuat paramagnetice.

În general însă, această prospecțiune trebuie efectuată cu multe precauții, deoarece anomaliile magnetice produse de masive de sare sînt întotdeauna de intensitate mică (10—20 γ).

O primă încercare de prospectare prin metoda magnetică a masivelor de sare din țara noastră a fost făcută de Gh. Russo[1], la masivul de sare de la Florești-Prahova. În figura 222 sînt reproduse după acest autor două profiluri de variație a componentei verticale ΔZ, din care apare clară scăderea valorilor acestei mărimi deasupra masei sării, precum și trecerea bruscă la valori mai mari, în general pozitive, înregistrată la limita sării cu sedimentele înconjurătoare.

O altă încercare de acest fel a fost făcută de Șt. Airinei[2] în regiunea Ocnele Mari—Ocnița. În această regiune, sarea se găsește stratiform în tortonianul interior, prezentînd îngrămădiri locale, în parte diapire, atingînd astfel grosimi de circa 250 m în axele anticlinale.

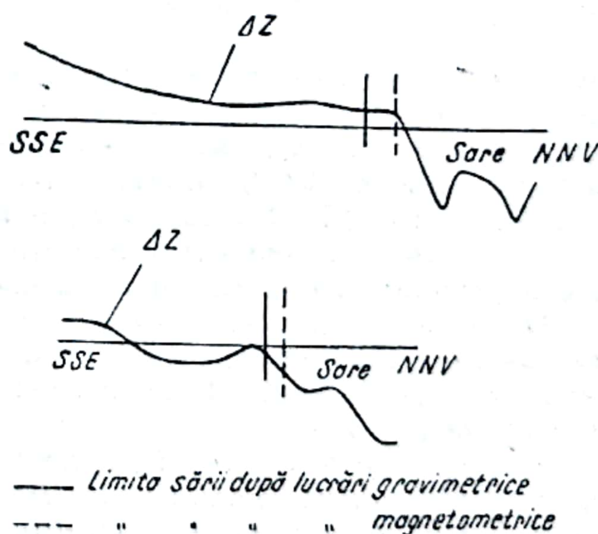


Fig. 222. Profiluri arătînd variația componentei ΔZ peste masivul de sare de la Florești (Prahova).

[1] Gh. Russo, *Incercare de aplicare a metodei magnetice la prospectarea domului de sare de la Florești*, D. S. Institutul geologic, XVIII, 1931.

[2] Șt. Airinei, *Cercetări magnetice pentru sare în regiunea Ocnele Mari—Ocnița*, D. S. Comitetul geologic, XLII, 1959.

În figura 223 este reprodus un profil de variaţie a componentei verticale ΔZ în această regiune, în paralel cu o secţiune geologică construită de Gr. Popescu pe baza datelor cartării geologice şi a cîtorva sonde de explorare. Se poate remarca faptul că anomalia magnetică urmăreşte în general structura geolo-

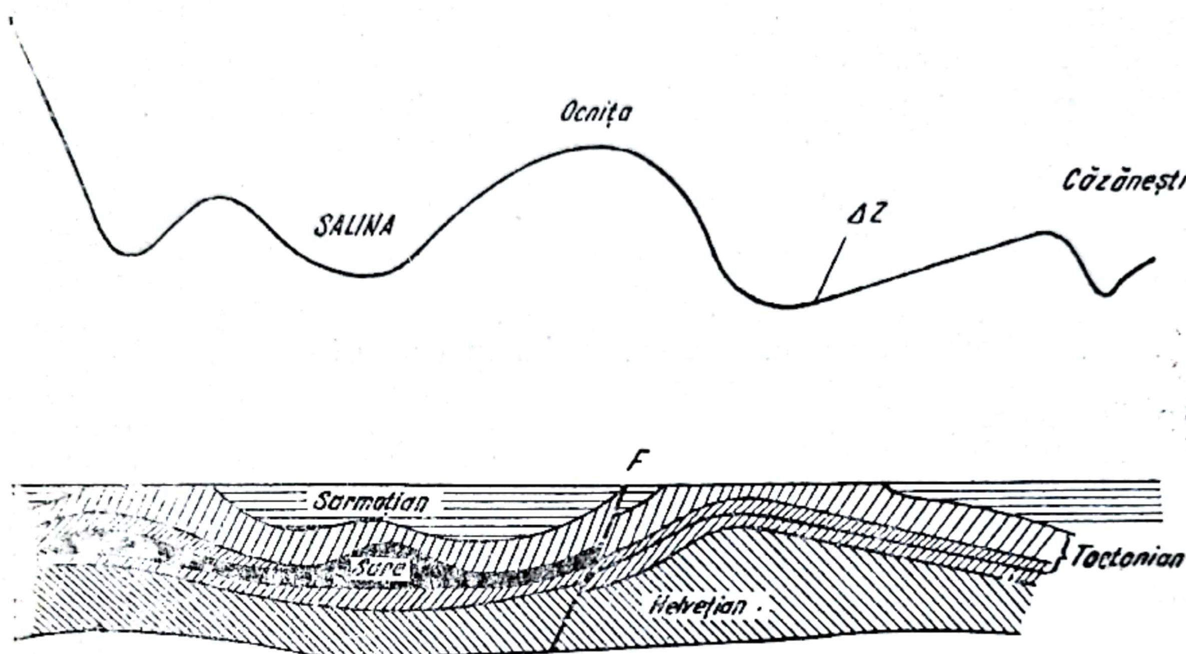


Fig. 223. Variaţia componentei verticale ΔZ în regiunea Ocnele Mari—Ocniţa.

gică, aceasta datorită prezenţei tufului cu globigerine din tortonianul inferior, care are proprietăţi magnetice mai ridicate decît celelalte roci sedimentare care sînt prezente. Îngrămădirile de sare sînt marcate prin scăderi mai accentuate ale valorilor ΔZ. Şi în această regiune, anomaliile magnetice sînt slabe, de ordinul a 10—15γ. Aşa cum se poate remarca din figura 223, nu toate minimele magnetice corespund îngrămădirilor de sare, ceea ce poate uşor conduce la o interpretare geologică eronată a unor astfel de anomalii.

De aceea, prospecţiunea geofizică a sării este recomandabilă prin metode gravimetrice care funcţionează cu mai mult succes în problemele de sare, metodele magnetometrice fiind în acest caz doar un auxiliar pentru controlul anomaliilor geofizice.

2) *Zăcăminte de bauxită*. În figura 224 este reprodus, după Logacev (1951), un profil al variaţiei componentei verticale ΔZ peste un zăcămînt de bauxită din U.R.S.S. Zăcămîntul este stratiform, cuprins în calcare, la suprafaţă regiunea fiind acoperită cu un strat subţire de aluviuni.

Anomalia ΔZ prin poziţia ei indică localizarea capului de strat de bauxită la suprafaţă şi prin asimetria ei dă indicaţii asupra înclinării şi dezvoltării în adîncime a stratului de bauxită.

Aplicaţiile prospecţiunii magnetometrice la descoperirea de elemente geologice interesante din punct de vedere economic şi situate în zone cu roci sedimentare nu se limitează numai la zăcăminte de sare şi bauxită, ci se extind

şi la structuri petrolifere sau gazeifere, bazine carbonifere etc. Toate acestea se reflectă în variaţiile cîmpului geomagnetic sub formă de anomalii de intensitate diferită, după mărimea contrastului de masă magnetică care le caracterizează. Atunci cînd condiţiile de aplicabilitate a prospecţiunii magnetometrice sînt satisfăcute şi apar anomalii magnetice cartabile, acestea dau indicaţii interesante care ajută efectiv la descifrarea structurii geologice din subsol.

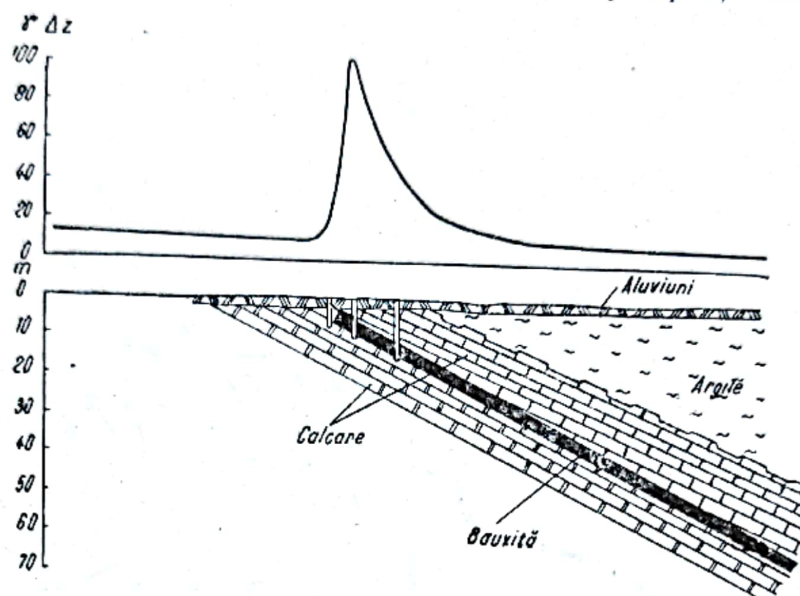


Fig. 224. Variaţia componentei verticale ΔZ peste un zăcămînt stratiform de bauxită din U.R.S.S.

c. **Probleme de geologie economică în terenuri cristaline şi eruptive**

1) *Zăcăminte de minereu de fier*. Ca un exemplu din această categorie este prezentată harta prospecţiunii magnetometrice din zona zăcămîntului de magnetită de la vîrful Rusca, situat în partea vestică a Masivului Poiana Ruscă din patria noastră, reprodusă după Bărbat (Man. Ing. de Mine, 1952).

Zăcămîntul de magnetită este situat în şisturi cristaline şi se găseşte probabil în legătură cauzală cu erupţiile de roci banatitice care au avut loc în această regiune.

După cum se poate remarca, harta componentei verticale ΔZ a cîmpului geomagnetic scoate în evidenţă şase zone de maxim a acestei mărimi (marcate în figura 225 cu semnul +) şi care se găsesc situate pe trei direcţii principale, paralele între ele şi de orientare generală nord-est—sud-vest, corespunzînd zonelor de îmbogăţire în magnetită.

Cea mai importantă dintre ele este zona centrală în care anomalia magnetică atinge valoarea maximă de + 7 000 γ, celelalte atingînd valori maxime între + 1 000 şi + 6 000 γ.

Între direcţiile de maxim a componentei verticale se insinuează direcţii de minim a acestei mărimi, de-a lungul cărora se găsesc anomalii închise, a căror intensitate variază între — 2 000 şi —6 000 γ.

Este de asemenea de remarcat că în afara zăcămîntului cîmpul geomagnetic este complet neperturbat.

Trebuie de asemenea subliniat faptul că manifestarea corpilor de magnetită fiind dipolară (prin anomalii de maxim magnetic conjugate cu anomalii de minim), aceasta ne dă o indicaţie preţioasă, şi anume că aceşti corpi sînt puternic înclinaţi faţă de suprafaţa solului.



Fig. 225. Anomalia componentei verticale a cîmpului geomagnetic deasupra zăcămîntului de magnetită de la vîrful Rusca.

Un alt exemplu interesant îl constituie cazul unor filoane de pirotină din U.R.S.S. În figura 226 este reprodusă, după Logacev (1951), harta anomaliei componentei verticale ΔZ, precum şi două profiluri transversale pe axul longitudinal al anomaliei, deasupra unuia din aceste filoane de pirotină.

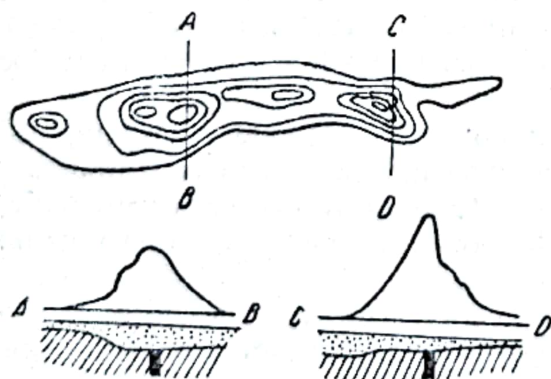


Fig. 226. Anomalia cîmpului magnetic (ΔZ) deasupra unui filon de pirotină.

Filoanele de pirotină au o poziţie aproape verticală, lucru care se poate constata din caracterul simetric al anomaliei magnetice.

Descoperirea acestor filoane a fost posibilă numai prin prospecţiunea magnetometrică, deoarece regiunea este acoperită cu un pachet de aluviuni de grosime variabilă.

În cele ce urmează reproducem, după Cristescu şi colaboratori [1], cazul

[1] Tr. Cristescu, Dr. Romanescu, A. Soare and A. Ştefănescu, *Some results of magnetometric explorations in the Rumanian People's Republic*, Revue de géologie et de géographie, IV, 2, 1960.

interesant al prospectării prin metoda magnetometrică a unor zăcăminte de titanomagnetit vanadifer în regiunea Ciungani din țara noastră. Rocile prezente în regiune sînt reprezentate de un complex bazaltic, care acoperă o pînză eruptivă constituită din gabrouri și dolerite și care reprezintă o structură pseudo-stratificată constituită din patru orizonturi, și anume:

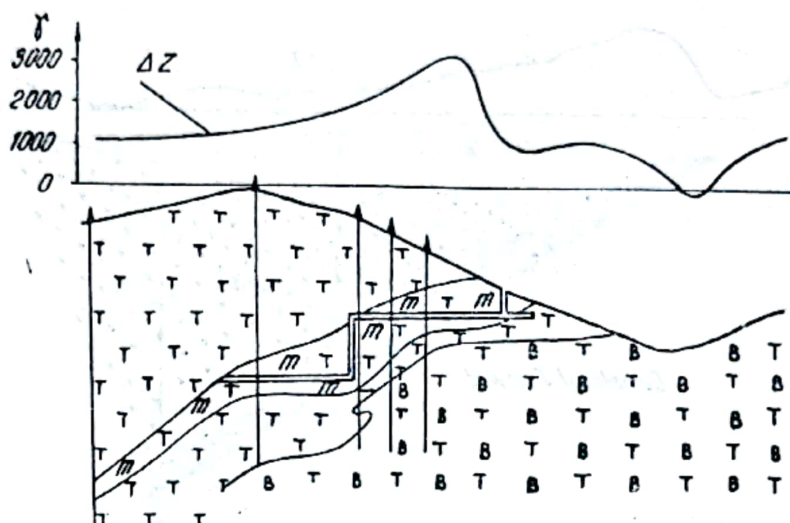


Fig. 227. Profil indicînd variația componentei verticale ΔZ și secțiunea geologică în regiunea Ciungani.
(T = gabbro cu diopsid; Tm = gabbro cu magnetit; Tb = beerbachit).

— orizontul gabbroului cu diopsid;
— orizontul gabbroului cu magnetit;
— orizontul doleritic;
— orizontul beerbachitic.

Orizontul gabbroului cu magnetit este acela care conține titanomagnetit vanadifer și ilmenit.

În figura 227 este reprodus un profil al componentei verticale ΔZ în paralel cu secțiunea geologică, din care apare clară corelația strînsă dintre variația acestei mărimi fizice și prezența, forma și poziția în subsol a orizontului gabbroului cu magnetit.

2) *Zăcăminte de nichel și cupru.* În figura 228 este reprodusă, după Jakoski (1950), variația componentei verticale a cîmpului geomagnetic peste zăcămîntul de la Sudbury, Canada.

Zăcămîntul este constituit din sulfuri de nichel și cupru, cu un conținut destul de ridicat de pirotină, și se găsește situat între norite și complexul FOOTWALL, fiind acoperit cu un pachet de morene glaciale, a cărui grosime variază între 16 și 100 m.

Se poate remarca din figura 228 că variația componentei verticale ΔZ indică clar, prin asimetria profilului, poziția la suprafață a zăcămîntului și înclinarea lui, indicații confirmate de explorările prin foraje care s-au efectuat ulterior.

Este de remarcat faptul că, în acest caz, prin prospecțiunea magnetometrică s-au determinat indirect sulfurile de nichel și cupru care prezintă interes eco-

nomic, datorită prezenței în zăcămînt a pirotinei cu care acestea sînt asociate mineralogic.

3) *Zăcăminte de minereu de crom*. În figura 229 este reprodus, după Sulhi Yüngül[1], un profil de variație a componentei verticale ΔZ, deasupra unor lentile de cromit din regiunea Gölalan, Turcia.

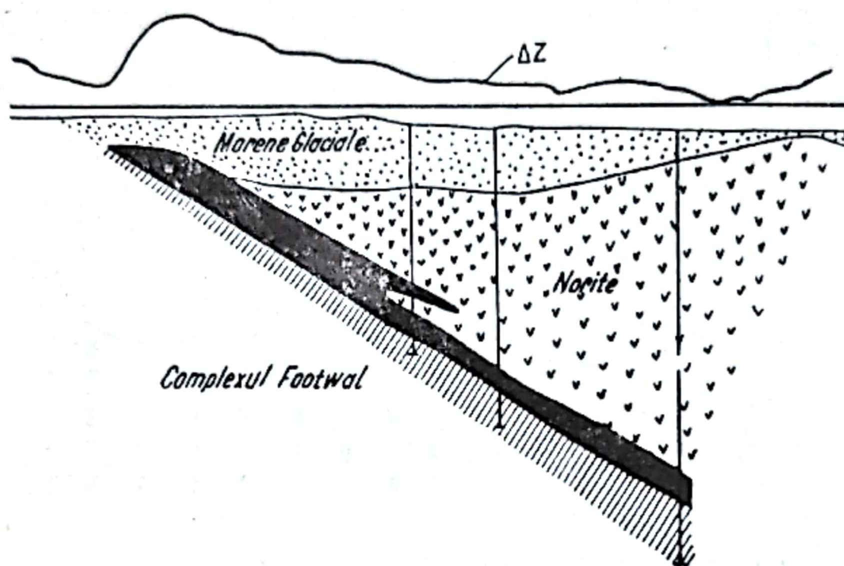


Fig. 228. Profil magnetic peste zăcămîntul de la Sudbury, Canada.

În această regiune se găsesc lentile de segregație magmatică de cromit, în roci serpentinice și peridotitice. Față de aceste roci, susceptibilitatea magnetică a cromitelor se găsește în următoarele raporturi:

Cromit/norit, gabbro = 2
Cromit/dunit = 6
Cromit/serpentin = 10—18
Cromit/harzburgit = 17.

După cum se poate remarca, componenta verticală ΔZ dă, prin anomalii de maxim care depășesc 2 000 γ, indicații prețioase asupra prezenței în subsol a acestor lentile ascunse de cromit.

4) *Zăcăminte de minereuri de mangan*. Din această categorie este reprodus exemplul unui zăcămînt sub formă de cuiburi de minereu, situate în roci tufitice, din U.R.S.S. (Logacev, 1951).

În figura 230 sînt reprezentate curbele de variație a componentei verticale ΔZ deasupra unor astfel de cuiburi de minereu de mangan. Se remarcă faptul că acestea se reflectă în anomalia cîmpului geomagnetic cu intensități relativ slabe (200—300 γ), însă suficient de clar față de rocile înconjurătoare, ceea ce permite ca localizarea minereului să se poată face în bune condiții.

Pentru determinarea zăcămintelor de minereuri de mangan a fost experimentată prospecțiunea magnetometrică și pe teritoriul țării noastre, cu rezultate foarte bune, îndeosebi în Munții Lăpușului.

---

[1] Sulhi Yüngül, *Prospecting for chromite with gravimeter and magnetometer over rugged topography in east Turkey*, Geophysics, XXI, 2, 1956.

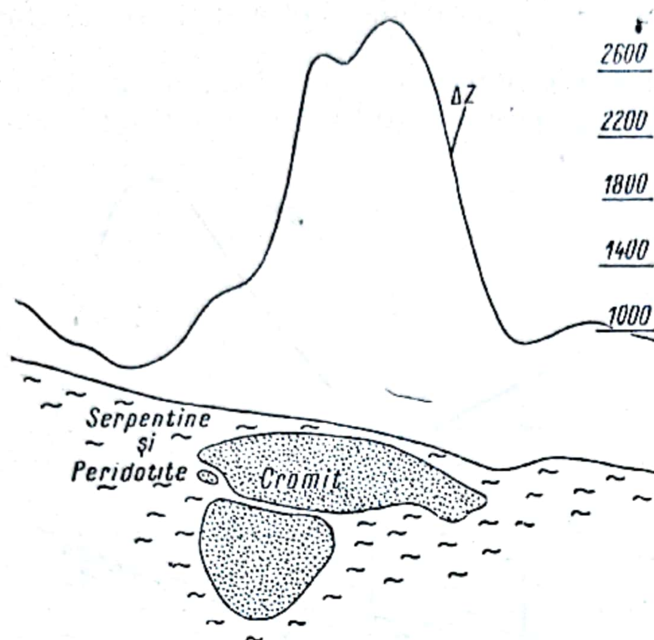


Fig. 229. Variaţia componentei verticale ΔZ deasupra unor lentile de cromit din regiunea Gölalan, Turcia.

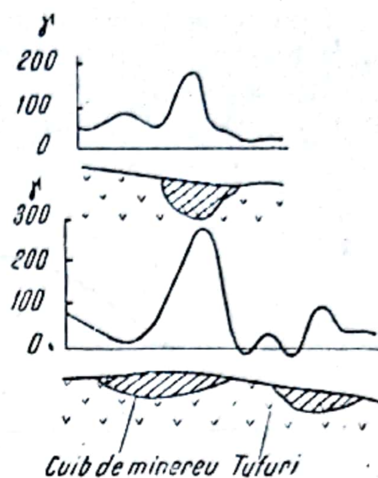
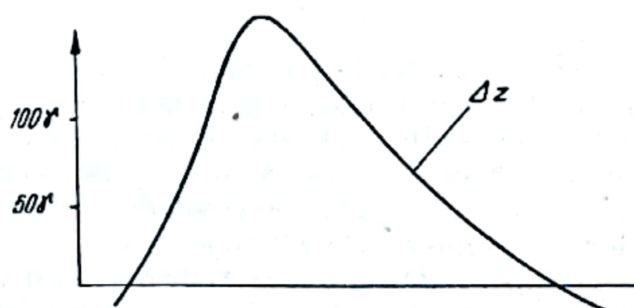


Fig. 230. Profiluri ΔZ deasupra unor cuiburi de minereu de mangan din U.R.S.S.



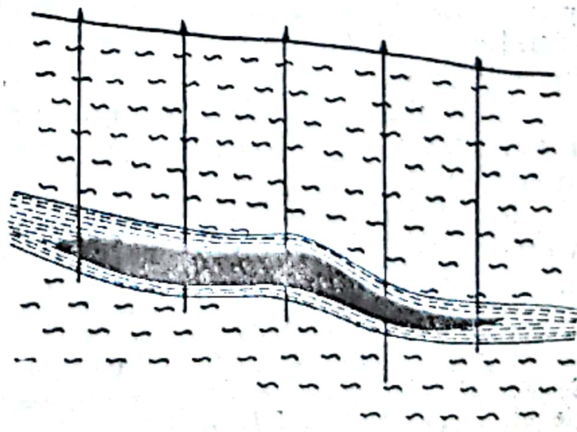


Fig. 231. Profil indicînd variaţia componentei verticale ΔZ şi secţiunea geologică, transversal la anticlinalul de şisturi cristaline cu mineralizaţii de Mn şi Fe din regiunea Răzoare.

Un exemplu concludent în acest sens îl constituie rezultatele prospecțiunii magnetometrice din regiunea Răzoare.

În figurile 231 și 232 sînt reproduse, după Cristescu și colaboratori[1], un profil transversal, respectiv longitudinal peste flancul de sud-est al anticlina-

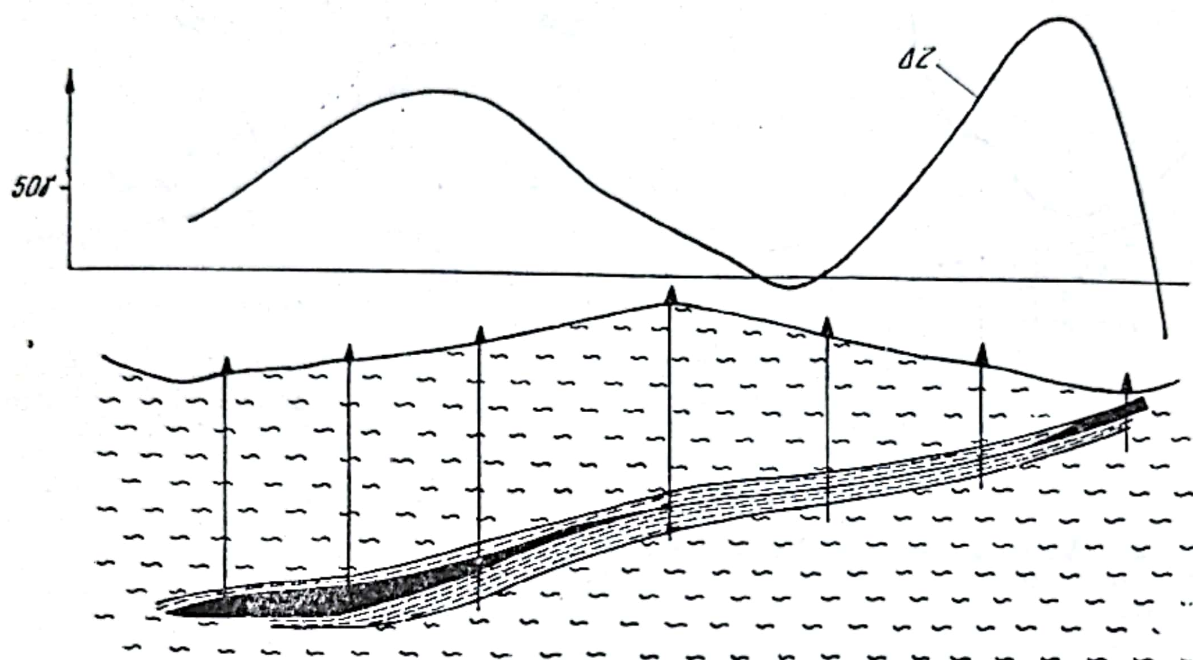


Fig. 232. Profil indicînd variația componentei verticale ΔZ și secțiunea geologică, longitudinal pe anticlinalul de șisturi cristaline cu mineralizații de Mn și Fe din regiunea Răzoare.

lului de șisturi cristaline cu mineralizații de Mn și Fe. Șisturile cristaline sînt de tip mezozonal, reprezentate prin paragneise, micașisturi, cuarțite, calcare și dolomite cristaline. Mineralele de mangan și fier (danemovit, pyroxmangit, knebellit, spessartină, psilomelan, piroluzită, limonit, magnetit, jacobsit etc.) sînt legate de complexul paragneisselor în care, interstratificate conform, sînt prezente cuarțitele negre.

În figurile 231 și 232 se vede clar cum variația componentei verticale ΔZ a cîmpului geomagnetic dă indicații prețioase asupra prezenței în subsol a cuarțitelor negre cu mineralizații de Mn și Fe. Totodată forma curbelor de variație a lui ΔZ arată și direcția în care lentilele de mineralizație se scufundă în adîncime.

Anomalia magnetică este produsă în acest caz de prezența în zăcămînt a magnetitei și a jacobsitului, un silicat de mangan cu proprietăți magnetice intense.

Rezultatele comparabile au fost obținute și în regiunea Delinești. În această regiune sînt prezente de asemenea șisturi cristaline de tip mezozonal în următoarele forme: complexul micașisturilor, complexul gneisselor,

[1] Tr. Cristescu, Dr. Romanescu, A. Soare and A. Ștefănescu, *Some results of magnetometric explorations in the Rumanian People's Republic*, Revue de géologie et de géographie, III, 2, 1960.

complexul amfibolitelor, complexul tufogen manganifer și complexul șisturilor manganifere cu intercalații de magnetită și silicați și carbonați de mangan.

Desigur că exemple de acest fel pot fi înmulțite oricît de mult. Ceea ce este esențial de reținut este faptul ca zăcămintele metalifere de minerale feromagnetice (cu minereuri de fier, crom etc.), ca și cele cu conținut în alte

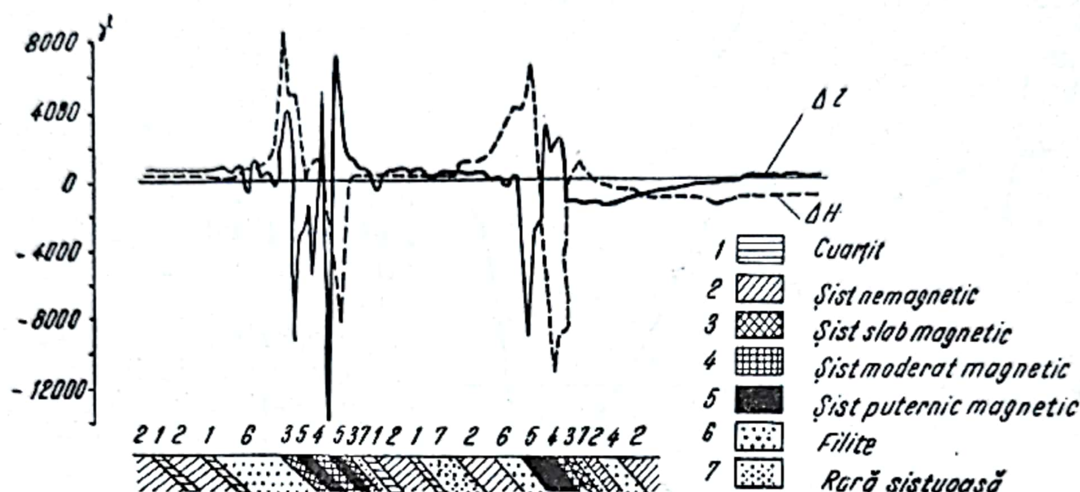


Fig. 233. Variația componentei verticale ΔZ și a componentei orizontale ΔH în regiunea Witwatersrand, Africa de sud.

elemente sau minerale interesante din punct de vedere economic (sulfuri de nichel și cupru, etc.), dacă sînt în asociații mineralogice cu minerale feromagnetice, cum este magnetita, pirotina etc., sînt prospectabile cu succes prin metodele magnetometrice, bineînțeles cu limitarea fundamentală ca aceste zăcăminte să se găsească în contrast de masă magnetică cu rocile în care se găsesc.

5) *Zăcăminte aurifere.* În lumina celor expuse mai sus considerăm interesant de prezentat și cazul zăcămintelor de aur din regiunea Witwatersrand din Africa de sud. În această regiune, zăcămintele de aur sînt reprezentate prin strate de conglomerate aurifere, intercalate între cuarțite negre, șisturi cu un conținut variabil de magnetită, dolomite și roci vulcanice stratificate, puternic metamorfozate și faliate. Localizarea conglomeratelor aurifere a fost posibilă prin prospecțiunea magnetometrică pe cale indirectă, prin localizarea șisturilor cu un conținut variabil de magnetită cu care conglomeratele se găsesc în relații bine definite în sistemul Witwatersrand.

În figura 233 este reprodus, după Krahmann[1], un profil conținînd variația componentelor ΔZ și ΔH în această regiune.

d. Probleme de geologie tehnică

În acest gen de probleme geologice, prospecțiunea magnetometrică are aplicații interesante atît în ceea ce privește determinarea naturii rocilor, care

[1] R. Krahmann, *The geophysical magnetometric investigations of the West Witwatersrand areas between Randfontein and Petchefstroom, Transvaal*, Trans. Of. Geol. Soc. of South Africa, XXXIX, 1936.

constituie fundamentul unor zone în care se proiectează construcţii mari, cît şi în ceea ce priveşte delimitarea depozitelor de materiale de construcţie. Pentru a ilustra modul în care sînt interpretate geologic rezultatele unor astfel de cercetări, dăm mai jos un exemplu:

Depozite de roci bazaltice. În figura 234 este reprodus, după Heiland (1946), un profil al variaţiei componentei verticale ΔZ peste nişte depozite de roci bazaltice, folosite ca material de construcţie.

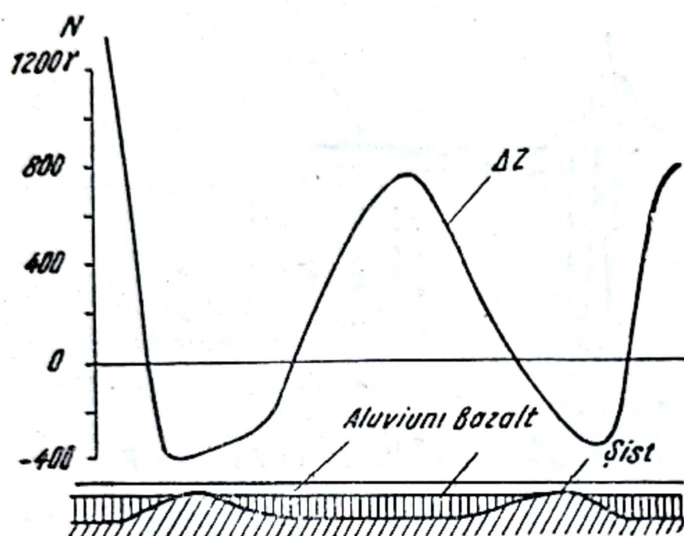


Fig. 234. Anomalia componentei verticale ΔZ peste depozite de roci bazaltice.

Depozitele sînt reprezentate de curgeri de lavă bazaltică peste un relief constituit din şisturi de vîrstă terţiară, regiunea fiind acoperită la suprafaţă de un strat de aluviuni.

Depozitele bazaltice s-au reflectat în variaţiile cîmpului geomagnetic sub formă de anomalii de maxim, a căror intensitate a depăşit 1 500 γ.

Ceea ce este demn de remarcat este că final, pe baza caracteristicilor anomaliilor magnetice obţinute şi îndeosebi a intensităţii acestora, s-a putut face o diferenţiere între depozitele de bazalte compacte care se pot folosi ca material de construcţii şi cele de bazalte alterate, inutilizabile în acest scop.

e. **Probleme de structură a rocilor superficiale rezolvate prin micromagnetism.** În ţara noastră, cercetările de micromagnetism au început sporadic, ca un auxiliar al prospecţiunilor magnetometrice, după anul 1957.

În cele ce urmează vom prezenta cîteva exemple mai interesante.

Un prim exemplu îl constituie cercetările de micromagnetism efectuate de Şt. Airinei[1] în zona vulcanului andezitic de la Uroiu (regiunea Hunedoara), al cărui material străpunge flancul sudic al anticlinalului de şisturi cristaline din partea sud-vestică a Munţilor Metaliferi. Din studiile geologice şi petrografice cunoscute pînă în prezent rezultă că masa fundamentală a acestui vulcan este reprezentată de un andezit cu structură hipocristalină şi textură masivă, intens silicifiată şi pigmentată cu zone opace, frecvente fenocristale de piroxeni şi minerale fenice.

Cercetările au fost făcute cu microreţele de 30 × 30 m, orientate cu una din laturi pe direcţia nord-sud, echidistanţa dintre staţii fiind de 3 m.

În figura 235 este reprodusă imaginea microanomaliilor magnetice pe andezite, în zona versantului estic al vulcanului de la Uroiu. Se constată orientarea preferenţială a curbelor de egală valoare a microanomaliilor şi variaţia intensă a cîmpului geomagnetic ($A = 202$ γ şi $G = 10,3$ γ/m).

---

[1] Şt. Airinei, *Magnetizări normale şi inverse în regiunea vulcanului andezitic Uroiu regiunea Hunedoara)*, Studii şi Cercetări de geologie, V, 1, 1960.

În figura 236 este reprodusă imaginea microanomaliilor magnetice pe şisturi cristaline, în vecinătatea zonei de contact a acestora cu masa andezitică, în partea de sud-vest a vulcanului de la Uroiu. Ea este net deosebită de precedenta, fiind caracterizată prin microanomalii magnetice închise, a căror axe nu au o direcţie preferenţială de orientare şi prezentînd o variaţie mică de intensitate a acestora ($A = 24\ \gamma$ şi $G = 6{,}3\ \gamma/\text{m}$).

În figura 189 sînt reproduse rozetele microanomaliilor magnetice pentru cele două cazuri de mai sus. Rozeta microanomaliilor magnetice pe andezit pune în evidenţă o direcţie preferenţială netă de orientare a microanomaliilor magnetice la N 50°E, în timp ce cea pentru şisturi cristaline arată mai multe direcţii preferenţiale, dintre care una principală la N 80°E.

Avînd în vedere şi alte date nereproduse aici, obţinute pe alte panouri de micromagnetism, din care reiese că microtectonica masei andezitice are direcţii preferenţiale în domeniul N 40°E — N 90°E, iar microtectonica şisturilor cristaline are direcţii preferenţiale în domeniul N 25°E — N 80°E, se poate trage concluzia că microtectonica masei andezitice se încadrează în microtectonica fundamentului cristalin.

Un alt exemplu îl constituie cercetările micromagnetice, efectuate de Şt. Airinei

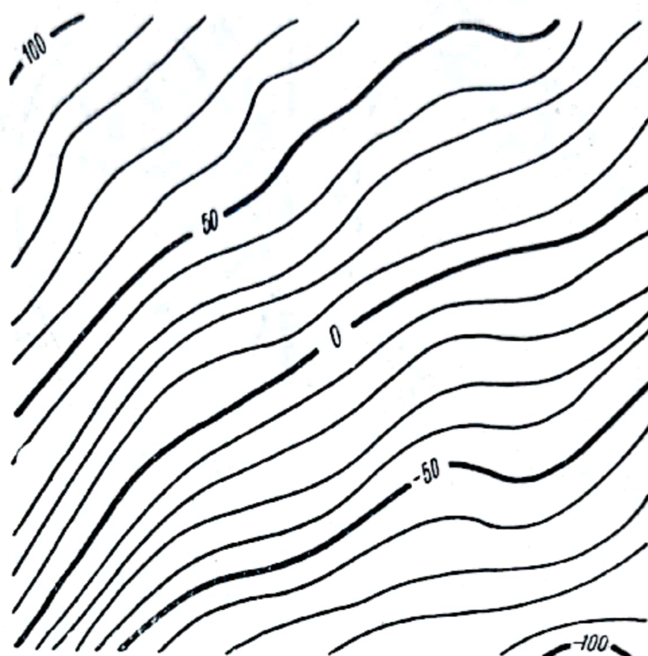


Fig. 235. Imaginea microanomaliilor magnetice pe versantul estic al andezitului de la Uroiu.



Fig. 236. Imaginea microanomaliilor magnetice pe şisturi cristaline, în vecinătatea zonei de contact al acestora cu masa andezitică în partea de sud-vest a vulcanului de la Uroiu.

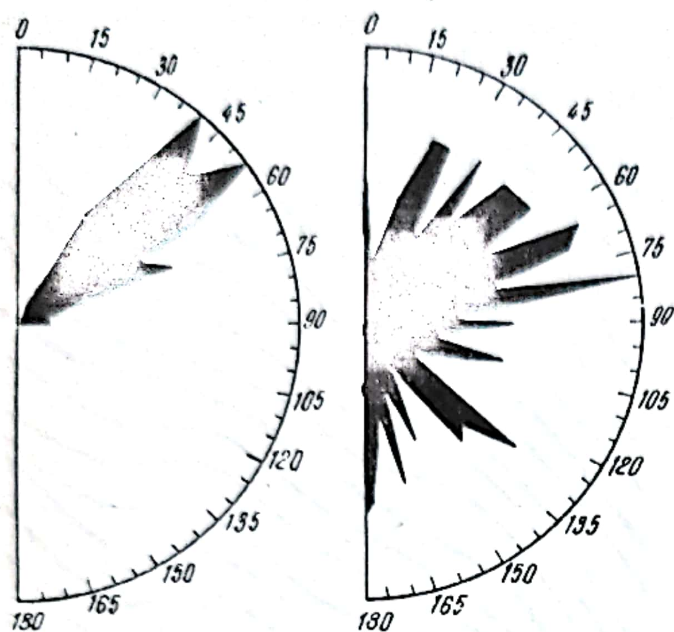


Fig. 237. Rozetele microanomaliilor magnetice pentru andezit (stînga) şi şisturi cristaline (dreapta) construite pe baza imaginilor microanomaliilor magnetice din figura 235 figura 236.

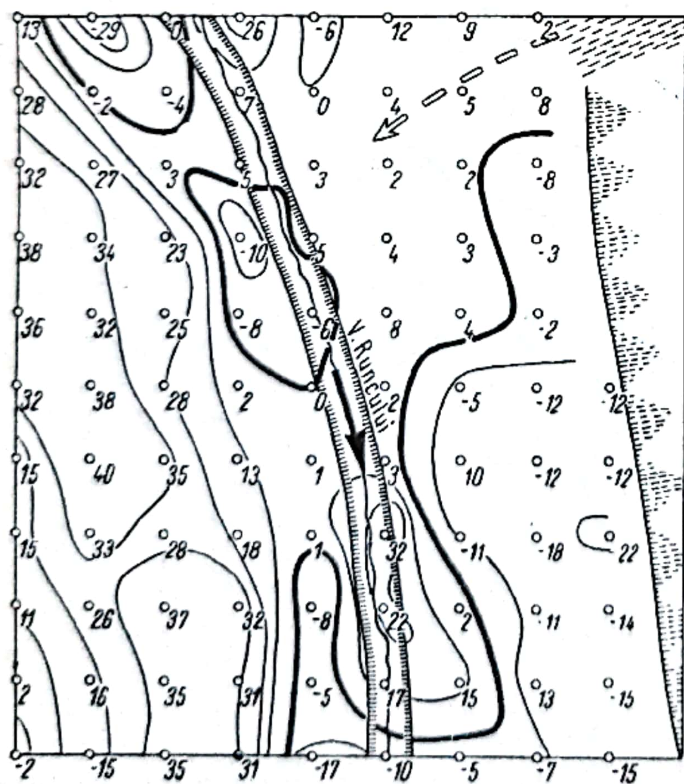


Fig. 238. Imaginea microanomaliilor magnetice pe aluviunile din Valea Runcului ($A = 69\ \gamma$; $G = 14\ \gamma/m$).

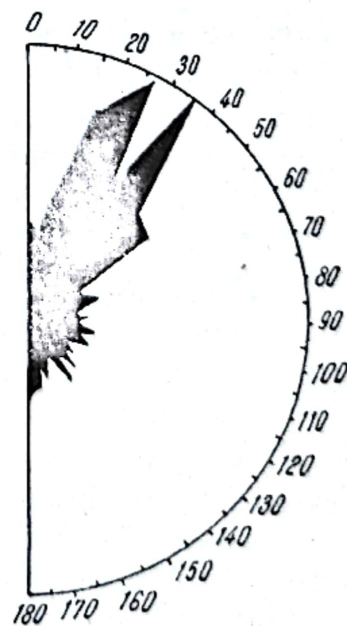


Fig. 239. Rozeta microanomaliilor magnetice pe aluviunile din Valea Runcului

şi Dr. Romanescu[1], pe aluviunile din partea estică a Masivului Poiana Ruscăi, pentru determinarea direcţiilor de depunere.

În figura 238 este reprodusă imaginea microanomaliilor magnetice pentru unul din panourile prezentate în lucrare, şi anume acel de pe valea Runcului. Microanomaliile magnetice au o direcţie sensibil paralelă cu aceea a văii Runcului, cu excepţia părţii estice a panoului, unde prezenţa unui perete abrupt constituit din calcare de Hunedoara şi a unui mic torent cu con de dejecţie deformează direcţia acestora. Acest fapt apare şi mai clar în rozeta microanomaliilor magnetice reprodusă în figura 239, care pune în evidenţă o direcţie preferenţială clară la N 30°V. Este de notat că direcţia preferenţială de sedimentare, măsurată pe teren de autori, este la N 20°V.

Exemplul de mai sus pune de asemenea în evidenţă corelaţia strînsă care există între orientarea microanomaliilor magnetice pe de o parte, şi direcţiile de transport, pe de altă parte.

Aşa cum s-a specificat mai înainte, precum şi cu ocazia discutării aceleiaşi probleme în legătură cu prospecţiunea gravimetrică, în legătură cu interpretarea geologică a anomaliilor magnetice nu pot fi formulate criterii sau legi generale valabile în toate cazurile. Morfologia şi intensitatea anomaliei magnetice, datele geologice generale, date speciale din foraje sau lucrări miniere, proprietăţile magnetice ale rocilor prezente, rezultatele prelucrării anomaliilor, comparaţia cu alte anomalii reale cu cauză geologică cunoscută etc., toate aceste elemente sînt folosite şi adaptate de la caz la caz; succesul operaţiei de interpretare geologică este însă condiţionat de puterea de analiză şi de sinteză, de pregătirea geologică generală şi de experienţa celui care face interpretarea.

Cum nu în toate cazurile putem dispune de suficiente date de informaţie, mai ales în regiunile nestudiate pînă la acea dată pentru anumite probleme, se întîmplă adesea că materialul pentru interpretarea geologică este constituit numai din anomalia magnetică cartată şi unele date geologice generale din regiunea respectivă. În astfel de cazuri este evident că această operaţie se face în condiţii cu mult mai grele.

CAPITOLUL XXXVI

INTERPRETAREA GEOLOGICĂ A ANOMALIILOR RADIOMETRICE

1. APLICABILITATEA PROSPECŢIUNII RADIOMETRICE. CAPACITATEA DE REZOLVARE A PROBLEMELOR GEOLOGICE

La baza aplicabilităţii prospecţiunii radiometrice stă contrastul care există între conţinutul în elemente radioactive (cu care este proporţională intensitatea radiaţiilor sau emanaţiilor emise) a obiectului geologic de prospectat

[1] Şt. Airinei şi Dr. Romanescu, *Efectul micromagnetic al unor aluviuni din regiunea de est a Masivului Poiana Ruscăi*, Studii şi Cercetări de geologie, V, 2, 1960.

și conținutul în aceleași elemente a rocilor înconjurătoare. Cu cît acest contrast este mai mare în valoare și volumul ocupat de obiectul geologic în subsol este de asemenea mai mare, cu atît și metoda radiometrică va funcționa mai cu succes. Aplicabilitatea ei are însă și o altă limitare importantă în ceeace privește adîncimea la care se găsesc în subsol obiectele geologice de prospectat, limitare care se datorește puterii reduse de penetrație a radiațiilor prin roci sau soluri care acoperă obiectul geologic. Din acest motiv, obiectele geologice prospectabile radiometric, în general zăcăminte de minerale radioactive, sînt numai cele care se găsesc la adîncimi foarte mici de la suprafață, de ordinul a cîțiva metri pînă la cîțiva zeci de metri maximum și ultimele numai în cazuri cu totul particulare.

2. TRĂSĂTURILE SPECIFICE ALE INTERPRETĂRII GEOLOGICE A ANOMALIILOR RADIOMETRICE. EXEMPLE

Ca și în cazul interpretării geologice a rezultatelor altor metode de prospecțiune geofizică bazate pe un cîmp natural, cum ar fi cele gravimetrice sau magnetometrice, interpretarea geologică a anomaliilor radiometrice este o operație delicată. Efectuarea cu eficiență a acestor operații este funcție de cunoașterea cît mai bună a caracteristicilor geologice de suprafață ale regiunii, de datele geologice de adîncime obținute din lucrări miniere sau foraje (dacă acestea există), precum și de experiența celui care face interpretarea.

Trăsătura specifică a reflectării obiectelor geologice în anomalii ale cîmpului de radiații sau de emanații este proporționalitatea directă a acesteia cu contrastul de proprietăți radioactive pe care îl realizează obiectul geologic față de masa rocilor înconjurătoare din subsol. Datorită faptului că obiectele geologice au în general un conținut mai mare în elemente radioactive decît masa rocilor înconjurătoare, efectul acestora depășește cu mult valoarea fondului radiometric al regiunii, astfel încît marea majoritate a anomaliilor radiometrice sînt anomalii de maxim (excepție de la aceasta fac numai anomaliile produse de zăcămintele de hidrocarburi). Din aceasta derivă o caracteristică importantă a morfologiei anomaliilor în procesul de interpretare geologică, și anume aceea că ea nu este în măsură să sugereze forma obiectelor geologice care produc anomaliile respective, deoarece diferite forme structurale ale rocilor sau ale zăcămintelor de substanțe minerale utile se reflectă în mod uniform în anomalii radiometrice de maxim.

Deoarece criterii generale de interpretare geologică nu pot fi stabilite nici în cazul anomaliilor radiometrice, se prezintă în cele ce urmează cîteva cazuri tipice din care să reiasă atît modul în care se reflectă în anomaliile radiometrice diversele tipuri de forme structurale cît și natura problemelor geologice rezolvabile prin acest gen de prospecțiune geofizică.

2.1. **Probleme de geologie structurală**. În această categorie intră problemele de delimitare a maselor de roci ascunse cu conținut mai ridicat de elemente radioactive, a faliilor, a contactelor geologice, a zonelor de fisurare etc.

Deşi în general literatura de specialitate este săracă în astfel de exemple, unele aplicaţii ale prospecţiunii radiometrice din care prezentăm cîteva exemple permit să ne facem o ideie asupra naturii problemelor şi a modului de rezolvare a lor prin prospecţiunea radiometrică.

a. **Regiunea Siegerland, R.F.Germană** (Heiland, 1946). În figura 240 este reprodus un profil geologic şi radiometric din regiunea Siegerland transversal la o zonă de contact anormal între depozite devoniene şi terţiare, acoperite de depozite glaciale.

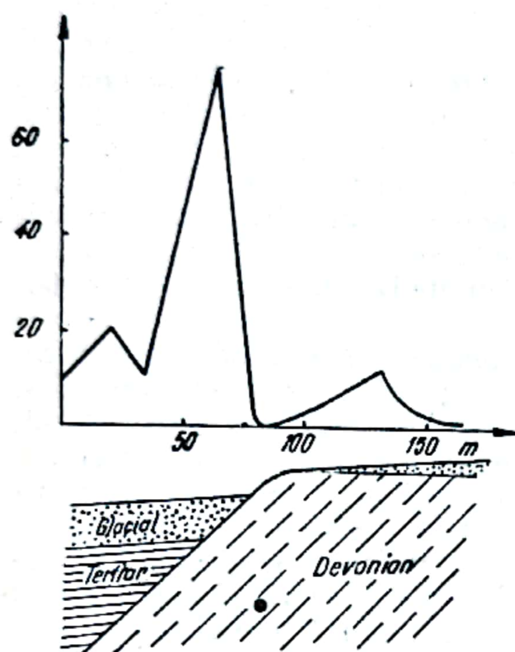


Fig. 240. Efectul radioactiv al unei zone de contact anormal din Siegerland, R.F.Germană.

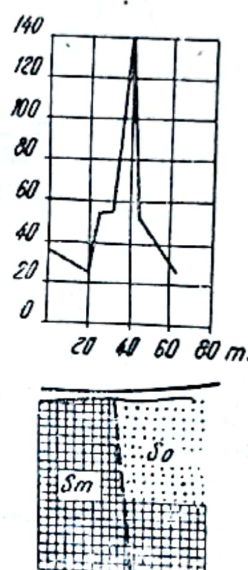


Fig. 241. Efectul radioactiv al unei falii.

Prospecţiunea radiometrică a fost efectuată de Mueller prin metoda emanometrică. După cum se poate constata, zona de contact anormal reprezintă o bună cale de migrare a emanaţiilor din adîncime către suprafaţă, reflectîndu-se printr-o anomalie de aproape 80 de emani intensitate situată deasupra ei.

b. **Zonă de falie**. În figura 241 este reprodus un profil geologic şi radiometric, după Haalck (1934), în care se găsesc în contact de front depozite ale Buntsandsteinului superior şi mediu, acoperite la suprafaţă de depozite subţiri aparţinînd Muschelkalkului. Prospecţiunea radiometrică a fost efectuată tot prin metoda emanometrică. Aceleaşi observaţii pot fi făcute ca şi în cazul precedent.

c. **Determinarea prezenţei corpilor eruptivi în depozite sedimentare.** Aceasta este o a doua categorie de probleme geologice din această grupă rezolvabile prin prospecţiunea radiometrică. Ca un exemplu concludent de modul cum se reflectă corpii eruptivi (dyckuri, lakkolite, piloni, etc.) ascunşi în

masa rocilor sedimentare, în anomaliile radometrice, reproducem în figura 242 rezultatele obținute de Mueller deasupra unui dyck din regiunea Siegerland, R.F. Germană. Acest corp eruptiv străpunge roci de vîrstă devoniană, acoperite la suprafață de un pachet subțire de depozite glaciale. Prospecțiunea radiometrică efectuată prin emanometrie a pus în evidență o anomalie de circa 50 de emani intensitate, circumscrisă corpului eruptiv din subsol pe care îl localizează cu precizie.

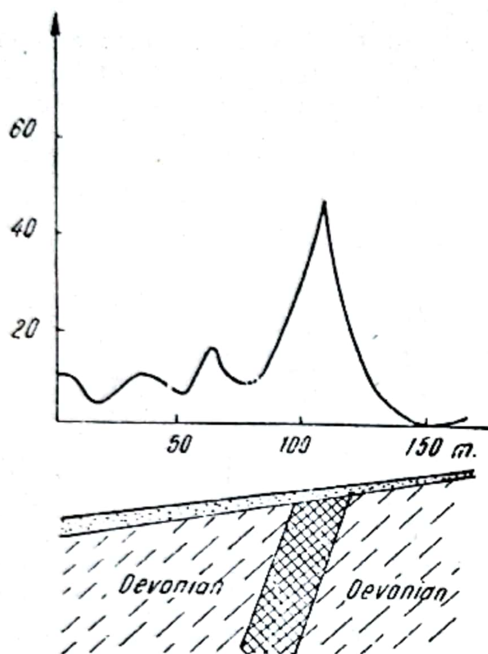


Fig. 242. Anomalia radiometrică deasupra unui dyck din regiunea Siegerland, R.F. Germană.

2.2. **Probleme de geologie economică.** Din această categorie de probleme geologice, care pot fi rezolvate prin metodele de prospecțiune radiometrică, fac parte următoarele probleme pe care le ilustrăm prin cîteva exemple sugestive.

a. **Zăcăminte bogate în minereuri radioactive.**

1). *Filoane de pechblendă de la Great Bear Lake, Canada.* În figura 243 este reprodus, după Dobrin (1952), rezultatul prospecțiunii radiometrice efectuat de Ridland deasupra unui filon de pechblendă din Canada. Prospecțiunea a fost efectuată cu un contor Geiger-Müller și a pus în evidență o anomalie de peste 100 desc/min. a intensității radiațiilor γ, circumscrisă proiecției pe suprafața solului a filonului respectiv.

2) *Canale cu mineralizație de uraniu de la Haliday Mesa, Colorado, S.U.A.*[1].

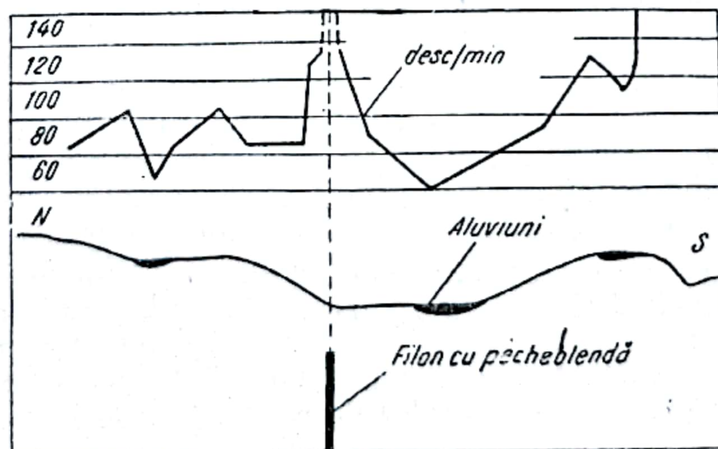


Fig. 243. Anomalia radiației deasupra unui filon de pechblendă de la Great Bear Lake, Canada.

[1] N. Milea, *Aspecte noi în prospecțiunea radiometrică a zăcămintelor de minereuri și cărbuni*, Revista minelor, 9, 1956.

În regiunea Holiday Mesa, zăcămîntul de minereu de uraniu este reprezentat de canale cu mineralizații, conținînd asociații mineralogice ale mineralelor de Cu-U, Cu-U-Va și U-Va. Aceste canale sînt situate la contactul dintre un pachet de roci terțiare (formațiunea Schinarump), care acoperă discordant roci aparținînd triasicului inferior (formațiunea Moenkopi). Structura generală a regiunii este de forma unui sinclinal, compartimentat prin mai multe fracturi și ale cărui flancuri are înclinări cuprinse între 2° și 8°.

Prospecțiunea radiometrică, efectuată de Y. W. Isachsen, a pus în evidență ariile de îmbogățire în minerale de uraniu reprezentate de aceste canale mineralizate.

b. **Zăcăminte de alte minerale, cu conținut sărac în minerale radioactive.** În această categorie intră zăcămintele interesante din punct de vedere economic pentru alte substanțe minerale utile, dar care, avînd un conținut sărac și de elemente sau minerale radioactive, pot fi prospectate cu ajutorul prospecțiunii radiometrice. Dintre acestea cităm ca mai interesante următoarele:

1) *Zăcăminte de siderit din U.R.S.S.* (A. N. Nesmeianov și colaboratori, 1959). Zăcămîntul este reprezentat de o mineralizație hidrotermală de siderit, fluorină și baritină, cu minerale de uraniu diseminate în masa lor, legată de zonele tectonice ale depozitelor aparținînd silurianului superior și cambrianului (șisturi grezoase). La suprafață se găsește un pachet de aluviuni a cărui grosime variază între 0,5 și 7,0 m, iar partea superioară a zăcămîntului este alterată, sideritul trecînd în hematit și limonit. Conținutul în U al aluviunilor de deasupra zăcămîntului atinge $50—200 \times 10^{-4}\%$, creînd un contrast puternic față de rocile înconjurătoare, care au un conținut mediu de numai $3—5 \times 10^{-4}\%$.

Prospecțiunea radiometrică a fost efectuată prin măsurători în puncte situate într-o rețea de dreptunghiuri cu laturile de 20 m respectiv 100 m.

În figura 244 sînt reproduse rezultatele obținute prin ambele prospecțiuni (geochimică în partea de sus și radiometrică în partea de jos), semnele avînd următoarele semnificații:

1 — izolinii de concentrație în U, exprimate în unități $10^{-4}\%$;
2 — conturul corpului minier;
3 — izolinii de intensitate a radiației $\beta + \gamma$;
4 — curbe de nivel a reliefului topografic.

După cum se poate constata, asemănarea dintre rezultatele celor două feluri de prospecțiuni este foarte mare și intensitatea maximă a anomaliilor este circumscrisă sau plasată pe corpurile miniere de interes economic, ceea ce demonstrează eficiența celor două metode și îndeosebi a celei radiometrice care este cu mult mai eftină decît cea geochimică.

2) *Zăcăminte de fosfat din Florida, S.U.A.* În figura 245 sînt reproduse după Moxham[1] rezultatele unei prospecțiuni aeroradiometrice efectuate deasupra minei de fosfat de la Polk County, Florida, S.U.A. Zăcămîntul exploatat prin carieră deschisă este interesant din punct de vedere economic pentru conținutul în P_2O_5, și conține în secundar uraniu în proporție de 0,011%. Conturul carierei este indicat în figură prin linia întreruptă. Mineralizația de fosfat este acoperită la suprafață de depozite de terasă aparținînd pleisto-

[1] R. M. Moxham, *Airborne radioactivity surveys in geologic exploration*, Geophysics, XXV, 2, 1960.

cenului și are un caracter stratiform, avînd o extindere în suprafață mult mai mare decît grosimea ei.

Prospecțiunea aeroradiometrică a fost efectuată cu un radiometru cu 4—6 contoare de scintilație, prin profiluri la distanța de 400 m (indicate în

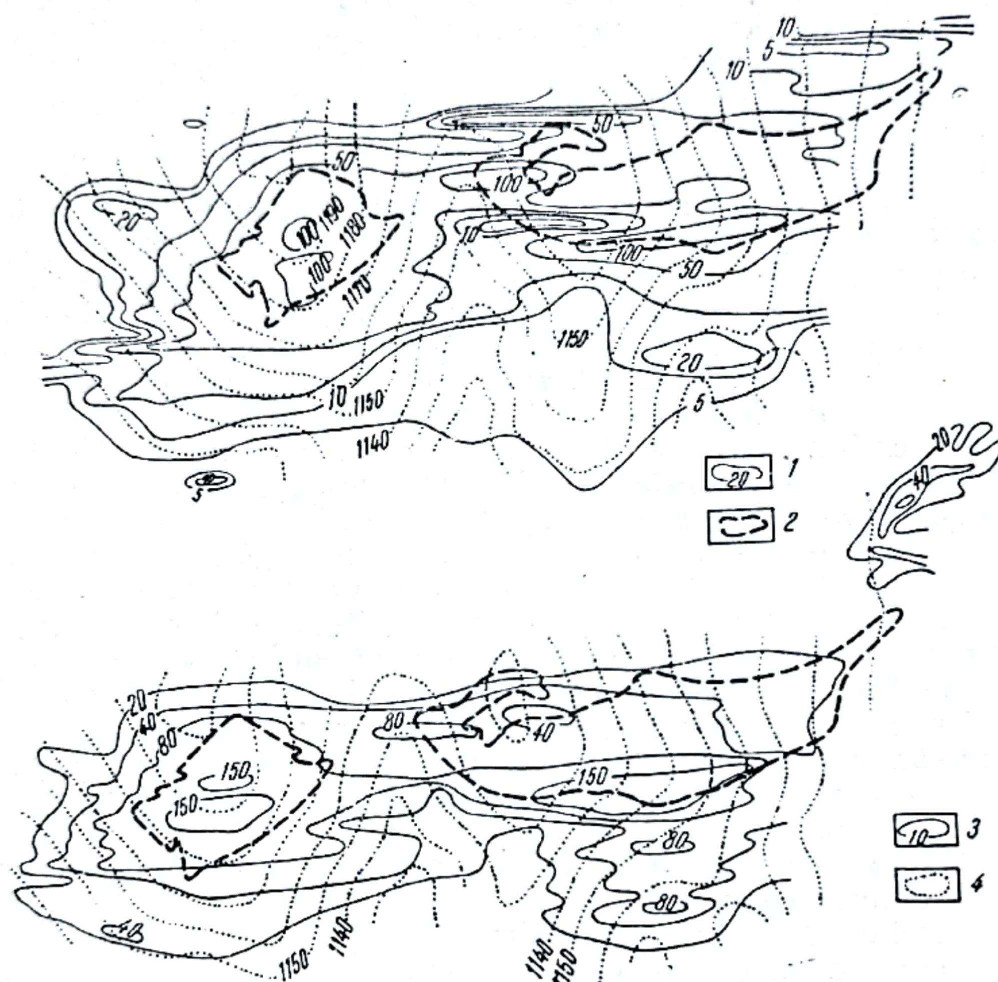


Fig. 244. Rezultatele prospecțiunii radiometrice și geochimice deasupra unui zăcămînt de siderit din U.R.S.S.

figura 245 prin linii întrerupte cu puncte) și folosind o altitudine de zbor de 150 m. Prospecțiunea, așa cum se poate constata, a pus în evidență o anomalie intensă în centrul minei și a cărei formă dă indicații prețioase asupra limitelor laterale ale zăcămîntului care, după cum se vede, a fost prins aproape integral în exploatare.

În figura 246 sînt reproduse după același autor rezultatele unei prospecțiuni radiometrice, efectuată în aceleași condiții ca și precedenta, în zona Pumpkin Brettes, Bazinul Powder River, S.U.A. În această regiune sînt prezente roci *paleogene* (gresii, marne și cărbuni) și *eocene* (gresii în care se găsesc diseminate minerale secundare de uraniu și fosfați, și care prezintă zone locale de concentrații puternice în suprafață de numai cîțiva metri pătrați).

Se poate observa din figura 246 puterea de localizare a acestor zone de concentrație, care se manifestă sub formă de anomalii de mică extindere în suprafață însă de intensitate mare.

c. **Zăcăminte de petrol și gaze**. Metodica și tehnica prospecțiunii radiometrice a zăcămintelor de petrol și gaze nu este de fapt pusă definitiv la

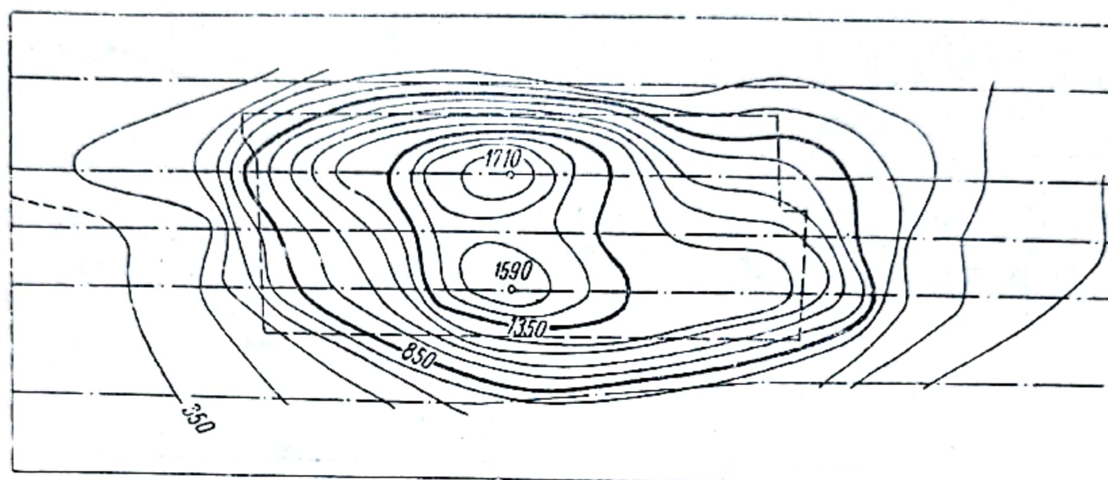


Fig. 245. Rezultatele prospecțiunii aeroradiometrice deasupra minei de fosfat de la Polk County, Florida, S.U.A.

punct în momentul de față. S-au făcut însă multe încercări experimentale, îndeosebi în U.R.S.S., din ale căror rezultateise poate stabili modul cum se reflectă structurile de petrol și gaze în anomalile radiometrice.

1) *Zăcămîntul de petrol de la Korobkovsk*. Cercetările întreprinse de Alexeev (1959) în zona zăcămîntului petrolifer de la Korobkovsk, U.R.S.S., au condus la stabilirea ariilor de răspîndire a elementelor radioactive (radiu și uraniu)

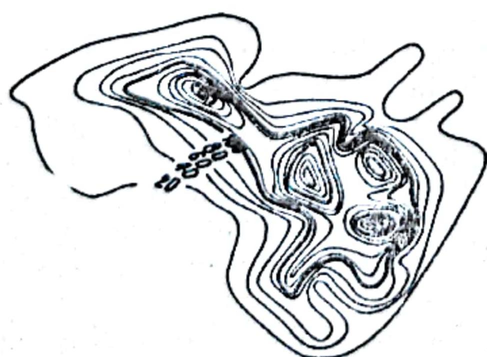


Fig. 246. Rezultatele prospecțiunii aeroradiometrice din Bazinul Powder River, S.U.A.

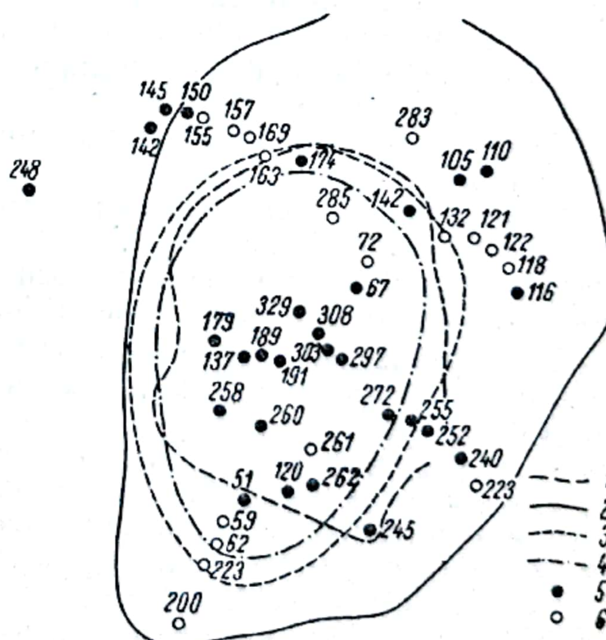


Fig. 247. Răspîndirea conținutului de uraniu în zona zăcămîntului petrolifer de la Korobkovsk.

şi a relaţiilor care se găsesc între conţinutul în aceste elemente şi structura geologică şi conţinutul în elemente fluide a zăcămîntului.

În figura 247 este reprodusă imaginea răspîndirii radiului şi a intensităţii radiaţiilor, în paralel cu conţinutul în hidrocarburi a zăcămîntului. Semnificaţia semnelor este următoarea:

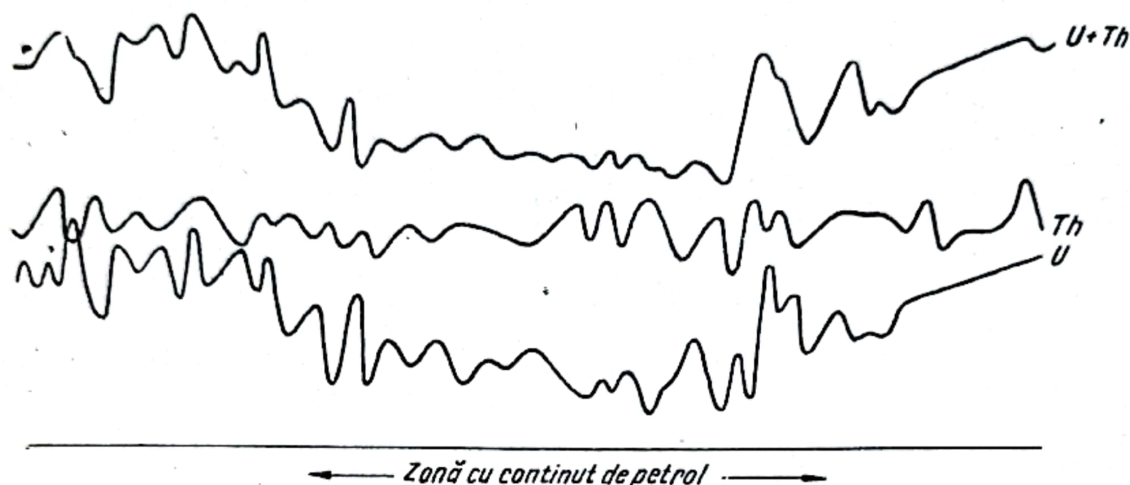


Fig. 248. Profiluri radiometrice peste zăcămîntul petrolifer de la Skapovsk.

1 — conturul zonei valorilor scăzute ale radiaţiilor;
2 — conturul zonei valorilor intense a radiaţiilor;
3 — conturul conţinutului în gaze;
4 — conturul orizontului cu conţinut în petrol;
5 — valori scăzute ale conţinutului de radiu în roci;
6 — valori mari ale conţinutului de radiu în roci.

O imagine comparabilă a fost obţinută şi în legătură cu conţinutul în uraniu a aceleiaşi structuri.

Se poate constata cu uşurinţă pe baza tuturor acestor date, stabilite atît pe probe de sol (emanometrie) cît şi pe carote de sondă, că petrolul ocupă zonele structurale cu un conţinut scăzut în elemente radioactive, respectiv zonele de intensitate scăzută a radiaţiilor.

2) *Zăcămîntul de la Skapovsk, U.R.S.S.* Cercetările intreprinse de acelaşi autor în zona zăcămîntului de hidrocarburi de la Skapovsk au adus şi alte indicaţii importante cu privire la modul cum se reflectă structurile de petrol şi gaze în anomaliile radiometrice. În figura 248 sînt reprezentate profilurile de variaţie a intensităţii radiaţiilor γ produse de elemente radioactive U şi Th şi variaţia cumulată a acestora. Din această imagine reiese clar că petrolul, care ocupă zona indicată pe figură, ocupă porţiunea de intensitate scăzută a intensităţii radiaţiilor.

3) *Zăcămîntul de la Koşkimbat, regiunea Emba, U.R.S.S.* (Ermalov şi colaboratori, 1959). Zăcămîntul petrolifer de la Koşkimbat este un zăcămînt cu semicupolă de sare. Variaţiile intensităţii radiaţiilor corespund limitelor acestui zăcămînt ecranat tectonic şi care este legat de orizonturile de gresie

ale cretacicului inferior. În figura 249 sînt prezentate rezultatele acestor prospecţiuni, semnele avînd semnificaţia următoare:

1 — valori ridicate ale intensităţii radiaţiilor γ;

2 — valori scăzute ale intensităţii radiaţiilor γ;

3 — conturul zăcămîntului de petrol după orizontul de gresie al cretacicului inferior;

4 — linie de falie;

5 — argile salifere;

6 — nisipuri argiloase;

7 — nisipuri cu faună bogată.

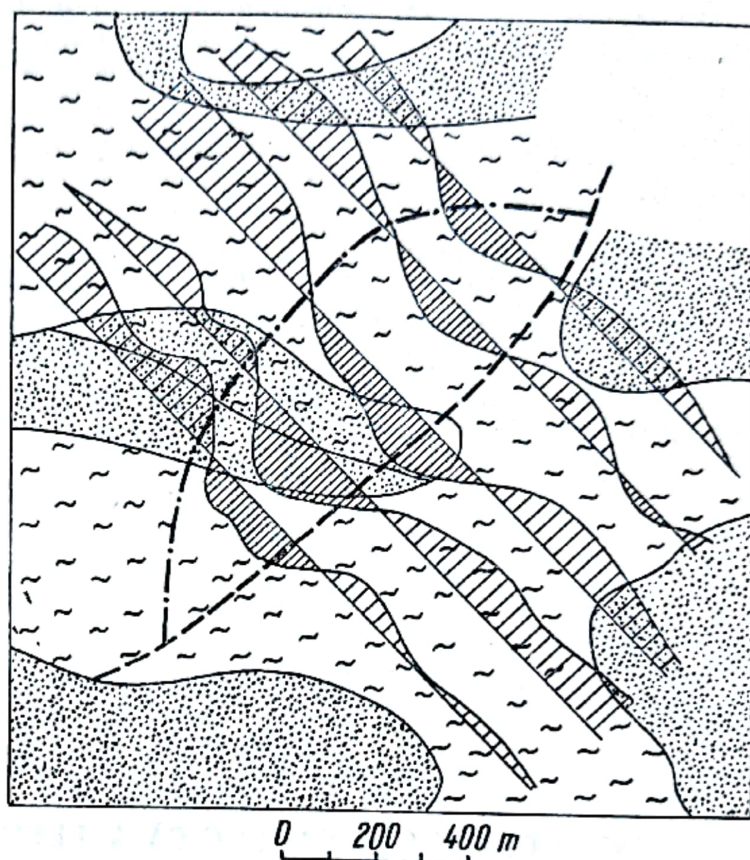


Fig. 249. Rezultatele prospecţiunii radiometrice pe zăcămîntul de hidrocarburi de la Koşkimbat.

Se poate remarca şi în acest caz buna concordanţă între datele radiometrice şi datele geologice cunoscute ale structurii petrolifere.

4) *Structura petroliferă de la Kum-Dag, U.R.S.S.* (Grumbkov şi colaboratori, 1959). Rezultatul cercetărilor întreprinse de un colectiv de cercetători sovietici pe zăcămîntul de petrol de la Kum-Dag este sintetizat în profilul din figura 250. În acesta sînt reprezentate variaţia conţinutului relativ în U, Ra, Th şi K (*2*, cu scara din stînga), variaţia intensităţii radiaţiilor (*1*, cu scara din dreapta) şi datele geologice de suprafaţă (*3* — nisipuri friabile; *4* — nisipuri consolidate; *5* — afloriment de gresie; *6* — afloriment de argilă dură; *7* — nisip argilos slab consolidat).

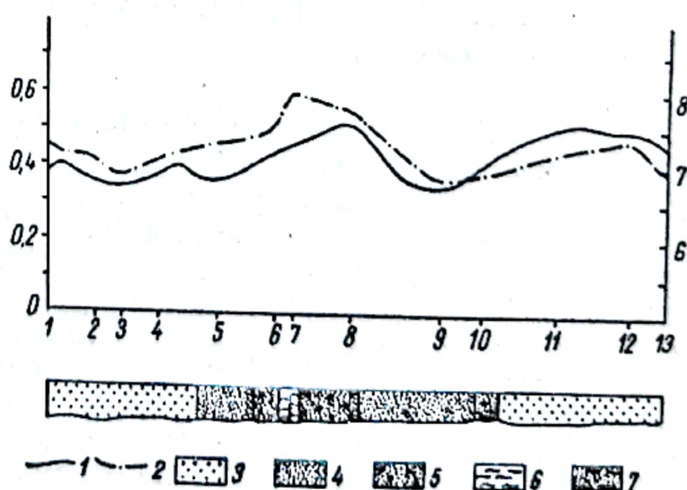


Fig. 250. Rezultatele cercetărilor radiometrice şi geochimice pe structura petroliferă Kum-Dag, U.R.S.S.

Este de remarcat că valorile crescute ale intensității radiațiilor sînt legate de nisipurile consolidate și de gresii.

Cercetările radiometrice pentru zăcămintele de petrol și gaze sînt de dată foarte recentă. Deoarece intensitatea radiațiilor este în general mică, este folosită o aparatură cu sensibilitate mai mare, de tipul analizatoarelor spectrografice, care nu a fost descrisă în capitolul respectiv și asupra căreia nu se insistă, deoarece nu a apărut încă în modele comerciale, ci numai în tipuri experimentale.

Datele prezente în acest capitol permit conturarea domeniului de aplicabilitate al prospecțiunilor radiometrice în problemele geologice și reliefarea elementelor principale pentru interpretarea geologică a anomaliilor obținute prin aceste prospecțiuni. Așa cum apare clar, anomaliile radiometrice apar sub formă de maxime și intensitatea lor este direct proporțională cu conținutul în elemente radioactive al diverselor obiecte geologice. Acesta reprezintă criteriul fundamental în interpretarea anomaliilor radiometrice.

CAPITOLUL XXXVII

INTERPRETAREA GEOLOGICĂ A ELEMENTELOR STRUCTURALE DEDUSE DIN DATE SEISMOMETRICE

1. APLICABILITATEA PROSPECȚIUNII SEISMOMETRICE. CAPACITATEA DE REZOLVARE A PROBLEMELOR GEOLOGICE

Prospecțiunea seismometrică se bazează pe existența în subsol a unor suprafețe sau limite de separație între pachetele de roci sau formațiunile geologice care intră în constituția secțiunii geologice și care, în același timp, trebuie să reprezinte contraste de proprietăți elastice și în deosebi de viteză de propagare a undelor elastice la aceste limite. Natura prin varietatea ei, oferă foarte multe posibilități de apariție de limite de separație pe limite litologice în cadrul unei secțiuni geologice. Nu toate acestea pot favoriza aplicarea prospecțiunii seismometrice, deoarece este necesar ca ele să îndeplinească anumite condiții esențiale, și anume:

— *La limita de separație trebuie să existe un contrast de proprietăți fizice*, adică să reprezinte o trecere netă de la o formațiune geologică sau un pachet de roci cu anumite proprietăți elastice la un altul cu proprietăți elastice diferite.

Trecerea de la anumite proprietăți fizice la altele în natură poate avea loc în moduri diferite. Există *treceri brusce*, produse de lacune stratigrafice, în care suprafața de eroziune a formațiunii geologice inferioare produce trecerea bruscă la proprietățile fizice ale formațiunii superioare sau produse de schimbări brusce de facies petrografic, cum ar fi, de exemplu, limite calcare/marne, marne/gresii, marne/nisipuri etc. Acestea sînt cele mai favorabile aplicării metodelor seismometrice de prospecțiune. În natură există însă și *treceri lente*, produse de întrepătrunderi de faciesuri petrografice sau de variații continue a compoziției minerale a rocilor, cum ar fi, de exemplu, trecerea de la marne la nisipuri în succesiunea: marnă—marnă nisipoasă — nisip marnos — nisip. Dacă aceste treceri au loc pe intervale mici, de numai cîțiva metri, ele pot reprezenta limite de separație în prospecțiunea seismometrică, e drept mai puțin bune, însă suficient de active pentru a asigura aplicabilitatea acesteia.

Sînt frecvente cazurile în natură în care, deși există treceri de la un pachet de roci de un anumit tip la un alt pachet de un tip diferit, trecerea chiar bruscă fiind nu reprezintă o limită de separație pentru prospecțiunea seismometrică din cauza absenței unui contrast de proprietăți elastice la suprafața de trecere. În acest sens poate fi dată de exemplu, limita calcare (dolomite sau limita argilă) marnă, între care nu există contraste de viteză suficient de mari, pentru a le da caracterul de limită de separație. În astfel de cazuri, grupuri de roci sau de formațiuni geologice pot constitui împreună un mediu cvasiomogen și izotrop din punct de vedere elastic, limita de separație apărînd între acesta și o altă formațiune sau grup de formațiuni geologice.

În alte cazuri, datorită intercalațiilor și alternanțelor stratigrafice, pot apărea mai multe limite de separație în cadrul aceleiași formațiuni geologice. Este de precizat totuși că, în general, numărul alternanțelor este întotdeauna mai mare decît acela al limitelor de separație.

Din cele de mai sus reiese clar că nu trebuie confundate limitele de separație cu limitele geologice între formațiuni sau etaje de vîrstă diferită, deoarece caracterul de limită de separație este conferit de existența unui contrast de proprietăți fizice care nu întotdeauna există pe limitele geologice. Aceasta nu exclude însă posibilitatea ca o limită geologică să fie în același timp și o limită de separație fizică, în cazul în care condiția discutată este îndeplinită, fapt care de altfel se întîmplă adesea în natură, cum ar fi, de exemplu, limita miocen cretacic în platforma moezică.

Condiția ca la limita de separație să existe un contrast net de proprietăți elastice este mai importantă în metodele de prospecțiune seismometrică, care se bazează pe refracția undelor elastice. În acest caz, limita de separație devine o bună *suprafață de refracție* a undelor elastice, cu condiția ca pachetul de roci situat sub limita de separație să aibă o grosime mare.

— *Limita de separație trebuie să reprezinte o suprafață netedă* sau, cum se mai spune, să aibă caracter de oglindă. Dacă suprafața limitei de separație este colțuroasă, aspră, atunci la incidența undelor elastice pe ea apar fenomene secundare de împrăștiere a lor în mediul superior, difracții, și fie că undele nu se mai reîntorc la suprafață în cadrul dispozitivului de înregistrare, ci în alte zone din afara lui, fie că pierd o parte importantă din energia lor prin

aceste fenomene și ajung la suprafață cu o energie foarte mică, astfel încît aparatura nu le mai înregistrează satisfăcător sosirea.

Este clar că limitele de separație cele mai bune pentru prospecțiunea seismometrică sînt acelea care corespund unor suprafețe plane. Se admit totuși denivelări care au aspectul unor ondulații line cu amplitudine maximă de cîțiva metri (amplitudinea lor nu trebuie să întreacă valoarea lungimii de undă a undelor elastice folosite), în care caz prospecțiunea seismometrică este încă aplicabilă cu succes.

Condiția ca limita de separație să fie în același timp o suprafață netedă este mai importantă în aplicarea metodelor de prospecțiune seismometrică, care se bazează pe reflecția undelor elastice. În acest caz, limita de separație devine o *bună suprafață de reflexie* a undelor elastice.

— *Limita de separație trebuie să fie continuă și cît mai extinsă lateral.* Condiția de continuitate și conservare laterală a limitei de separație este foarte importantă pentru toate metodele de prospecțiune seismometrică, deoarece numai în cazul cînd acestea există se obțin date concludente și cu caracter cantitativ asupra structurii geologice din regiunea în care se fac astfel de prospecțiuni. Un exemplu foarte bun de astfel de limită de separație din țara noastră este suprafața superioară a stratului de anhidrit din tortonianul de platformă podolică, care este prezent și a putut fi pus în evidență în Moldova de nord, de la Prut și pînă în zona de încălecare externă a flișului paleogen, peste depozitele miocene din zona premuntoasă a Carpaților Orientali.

Metodele de prospecțiune seismometrică bazate pe reflexia undelor elastice funcționează cu succes și, în unele cazuri, în care limitele de separație sînt discontinue, fiind reprezentate de așa-numite elemente de reflexie. Dacă numărul elementelor de reflexie este mare atît lateral cît și în succesiunea stratigrafică pe verticală, atunci caracteristicile structurii geologice reies însă nu din orizonturi fizice, ci din orizonturi convenționale trasate ca medii printre elementele de reflexie. În aceste cazuri, rezultatele rămîn numai cu un caracter calitativ.

— *Limita de separație trebuie să aibă înclinări mici.* În general se consideră că prospecțiunea seismometrică funcționează cu succes la stratificații care nu depășesc 20—25° înclinare, deși rezultate se obțin local și pentru înclinări mai mari. Această restricție este impusă atît de fundamentarea matematică a formulelor de calcul care este făcută, așa cum s-a văzut mai înainte, pe baza unei stratificații plan orizontale sau plan înclinate, cît și de folosirea practică a dispozitivelor de înregistrare.

Este de precizat totuși că dacă și înclinările sînt prea mici, de ordinul a 1—2°, din cauza erorilor inerente provenite la ridicarea elementelor de calcul de pe diagramele de înregistrare se pot introduce erori care să meargă chiar pînă la determinarea unor înclinări inverse. Din aceste motive, domeniul de aplicabilitate în cele mai bune condiții a prospecțiunii seismometrice este între 5 și 15°, în cazul stratificațiilor înclinate.

— *Materialul de deasupra limitei de separație trebuie să fie cît mai omogen din punctul de vedere al proprietăților fizice.* Numai în acest caz propagarea undelor elastice de la suprafață și pînă la limita de separație, precum și în sens invers, se poate face în condițiile de stabilire a formulelor de calcul și deci rezultatele obținute prin acestea vor fi corespunzătoare realității geolo-

gice. Dacă în mediul superior există lentile de roci cu alte proprietăţi fizice decît acelea ale lui, vor apărea în propagarea undelor elastice fenomene de reflexie la suprafaţa lor, devieri prin refracţie, reflexii multiple, pierderi de energie a undelor etc., care vor conduce la rezultate eronate în stabilirea structurii secţiunii geologice.

Limitele de separaţie care reprezintă suprafeţe de refracţie sînt adesea în acelaşi timp şi suprafeţe de reflexie; invers, cazul este mai rar. Din aceasta reiese că rezolvarea unei probleme geologice într-o anumită regiune este direct dependentă de existenţa şi caracteristicile limitelor de separaţie din secţiunea geologică şi că alegerea metodei de prospecţiune seismometrică — prin reflexia sau refracţia undelor elastice — trebuie făcută cu multă grijă, în funcţie de aceasta. Pentru aceasta, mai mult decît în orice altă metodă de prospecţiune geofizică, aplicarea prospecţiunii seismometrice într-o regiune cu structură geologică necunoscută trebuie făcută numai după o prealabilă perioadă experimentală, în care s-a stabilit precis modul cum „răspunde" structura geologică la diversele metode, metodici şi tehnici de lucru a acestei prospecţiuni.

1.1. **Situaţii geologice în care apar limite de separaţie favorabile prospecţiunii seismometrice.** Nu este lipsită de interes o trecere în revistă a situaţiilor geologice cele mai importante şi mai des întîlnite în natură, în care apar limite de separaţie favorabile prospecţiunii seismometrice, deoarece din aceasta va reieşi în mod clar domeniul de aplicabilitate a acestei metode de prospecţiune geofizică. Acestea sînt următoarele:

a. **În terenuri sedimentare**

Limite de separaţie situate în imediata vecinătate a suprafeţei cuverturii:

— între zona de alteraţie şi partea nealterată a rocilor (limita ZVM);

— între canale de eroziune săpate de cursuri de apă în roci sedimentare şi aluviunile de umplutură a acestora;

— între diversele strate sau formaţiuni geologice care aflorează la marginea bazinelor de sedimentare sau sînt aduse la suprafaţă în urma unor procese tectonice;

— între strate de cărbuni sau mase de sare prezente în cuvertură şi care se găsesc la adîncime mică faţă de suprafaţă.

Limite de separaţie în interiorul cuverturii:

— între diversele strate cu facies petrografic diferit care intră în succesiunea stratigrafică a cuverturii sedimentare;

— între depunerile de sedimente mai noi, după o lacună şi relieful formaţiunilor sedimentare mai vechi pe care are loc depunerea;

— între intercalaţii de gips sau anhidrit şi restul sedimentelor terigene din cuvertură;

— între diverse minerale utile (cărbuni, sare etc.) prezente în cuprinsul stratelor sedimentare şi acestea din urmă;

— între masele de roci eruptive, sub formă de dyckuri, lakkolite, piloni, dopuri etc., care străpung cuvertura sedimentară şi au rămas cu partea superioară în interiorul acesteia;

— între intercalațiile de cenuși vulcanice și tufuri din cuprinsul cuverturii și restul acesteia;

— între curgeri stratiforme de lave incluse în strate sedimentare și acestea din urmă.

Limite de separație situate la baza cuverturii sedimentare:

— între cuvertură și rocile care constituie fundamentul acesteia, create pe elementele topografice de eroziune a fundamentului, cum ar fi în cazul platformelor tabulare sau cu relief minor, a reliefurilor îngropate de cristalin, a cordilierelor etc. sau produse de tectonica suprafeței fundamentului, respectiv de cutări, falieri, flexurări etc.;

— între diversele elemente structurale existente în interiorul fundamentului.

b. În terenuri cristaline sau eruptive:

— produse de contacte geologice între roci cristaline sau eruptive și sedimentare, îngropate sub o cuvertură subțire de sedimente sau aluviuni;

— între canale de eroziune în roci cristaline sau eruptive săpate de cursuri de apă actuale sau mai vechi și aluviunile de umplutură, adesea cu conținut interesant de metale în stare nativă (Au, Pt, Cu etc.).

În înșirarea de mai sus au fost trecute numai principalele limite de separație, care, direct sau indirect, sînt folosite în prospecțiunea seismometrică pentru rezolvarea problemelor geologice care au și un caracter economic.

2. PRINCIPALELE PROBLEME GEOLOGICE REZOLVABILE PRIN METODA DE PROSPECȚIUNE SEISMOMETRICĂ

Aplicațiile prospecțiunii seismometrice în problemele geologice sînt multiple și variate și reies, în bună parte, din cele de mai sus, unde au fost specificate situațiile geologice care asigură existența de limite de separație. În cele ce urmează se trece în revistă natura problemelor geologice rezolvabile prin metodele de prospecțiune seismometrică, cu specificarea metodei care are cele mai multe șanse de succes, din care vor apărea atît domeniile cît și limitările aplicabilității prospecțiunii seismometrice.

2.1. Probleme de geologie structurală regională

— Delimitarea unităților structurale regionale și a caracteristicilor acestora, cum ar fi platformele, ariile geosinclinalelor, marile bazine de sedimentare, monoclinele regionale etc.

Rezolvarea acestor probleme geologice este posibilă mai mult prin metodele bazate pe refracția undelor elastice și mai puțin prin acelea bazate pe reflexia acestora.

— Determinarea reliefului fundamentului sedimentelor, cum ar fi cordilierele, reliefurile îngropate etc.

Metoda majoră în rezolvarea acestor probleme este aceea bazată pe refracția undelor elastice.

— Determinarea tectonicii fundamentului sedimentelor, cum ar fi horsturile, grabenele, fracturile şi flexurile regionale, anticlinoriile, sinclinoriile etc.

Şi în aceste cazuri rezolvarea este posibilă mai mult prin metodele bazate pe refracţia undelor elastice şi mai puţin prin acelea bazate pe reflexia acestora.

— Determinarea structurilor regionale din cuvertură, cum ar fi anticlinoriile, monoclinele regionale etc.

Pentru rezolvarea acestor probleme geologice sînt folosite cu prioritate metodele bazate pe reflexia undelor elastice, fără însă a fi exclusă folosirea şi a celor bazate pe refracţia acestora.

Problemele de geologie structurală regională se tratează de obicei prin lucrări combinate de prospecţiune gravimetrică şi seismometrică, uneori şi magnetometrică, şi în acest caz nu este decît de cîştigat în interpretarea geologică a rezultatelor obţinute, deoarece conduc la rezultate importante atît din punct de vedere pur ştiinţific, pentru lămurirea structurii geologice ascunse, cît şi din punct de vedere practic, pentru conturarea zonelor de perspectivă pentru diferite zăcăminte de minerale utile şi îndeosebi de hidrocarburi.

2.2. Probleme de geologie economică în terenuri sedimentare

— Determinarea de structuri posibil petrolifere. În această problemă geologică, tipul de structură de care este legată posibilitatea existenţei unui zăcămînt de petrol impune metoda de prospecţiune seismometrică, şi anume:

Dacă zăcămîntul este legat de o cută diapiră cu sîmbure de sare sau de relief îngropat, atunci sînt indicate metodele bazate pe refracţia undelor elastice; dacă zăcămîntul este legat de un anticlinal, dom cu sau fără sare, falie, relief îngropat, sau este de tipul capcanelor stratigrafice legate de discordanţe unghiulare, atunci sînt indicate metodele bazate pe reflexia undelor elastice.

— Determinarea de structuri posibil gazeifere, de tipul domurilor, bombamentelor de platformă etc. În acest caz, metoda majoră de prospecţiune seismometrică este aceea bazată pe reflexia undelor elastice.

— Determinarea masivelor de sare. Această problemă geologică este rezolvabilă prin metodele bazate pe refracţia undelor elastice.

— Determinarea reliefului de fund a bazinelor carbonifere şi a tectonicii acestor bazine, eventual a poziţiei stratelor groase de cărbune. În acest caz sînt folosite deopotrivă metodele bazate pe reflexia şi refracţia undelor elastice.

— Determinarea zăcămintelor de concentrare mecanică de tipul canalelor săpate în formaţiuni sedimentare mai vechi umplute cu material aluvionar, care conţine metale native sau minerale ale unor elemente rare. În rezolvarea acestei probleme se folosesc în exclusivitate metodele bazate pe refracţia undelor elastice.

2.3. Probleme de geologie economică în terenuri cristaline sau eruptive

— Determinarea zăcămintelor de concentrare mecanică de tipul canalelor săpate în roci cristaline sau eruptive umplute cu material aluvionar. Se folosesc în exclusivitate metodele bazate pe refracţia undelor elastice.

2.4. Probleme de hidrogeologie

— Determinarea zonelor structurale favorabile prezenței stratelor acvifere, cum ar fi limitele laterale stratigrafice sau de eroziune a bazinelor, falii, fracturi, anticlinale, prezența maselor de roci eruptive sub formă de dyckuri, lakkolite, piloni etc. În rezolvarea acestor probleme se folosesc combinat metodele bazate pe reflexia și refracția undelor elastice.

2.5. Probleme de geologie tehnică

— Determinarea extinderii în direcții orizontală și verticală a depozitelor de materiale de construcție ca pietrișuri, nisipuri, marne, calcare, roci eruptive etc. Se folosesc în exclusivitate numai metodele bazate pe refracția undelor elastice.

— Determinarea adîncimii fundamentului și a tipului de roci care îl constituie în zona marilor construcții, ca: diguri, apaducte, canale, tuneluri, puțuri, poduri, viaducte, căi ferate, baraje, hidrocentrale, uzine etc. Și în aceste probleme se folosesc în exclusivitate numai metodele bazate pe refracția undelor elastice.

Din cele specificate mai sus apare clar atît domeniul mare de aplicabilitate ale prospecțiunii seismometrice în rezolvarea diferitelor probleme geologice cît și contribuția importantă pe care aceasta poate să o aducă la avansarea cunoștințelor geologice asupra constituției subsolului patriei noastre, în legătură cu care pot exista diferite zăcăminte de substanțe minerale utile. Aceasta justifică importanța care este acordată în toată lumea, inclusiv în patria noastră, metodelor de prospecțiune seismometrică, ca metode majore în prospectarea subsolului și îndeosebi în legătură cu descoperirea de noi zăcăminte de hidrocarburi.

Domeniul mare de aplicabilitate al metodelor de prospecțiune seismometrică poate fi conturat astfel:

— pentru metodele bazate pe refracția undelor elastice în problemele de geologie tehnică, geologie economică în sedimentar (sare) și geologie structurală regională;

— pentru metodele bazate pe reflexia undelor elastice în problemele de geologie economică în sedimentar (petrol, gaze) și geologie structurală regională.

3. TRĂSĂTURILE SPECIFICE ALE INTERPRETĂRII GEOLOGICE A REZULTATELOR PROSPECȚIUNII SEISMOMETRICE. EXEMPLE

Metoda de prospecțiune seismometrică fiind o metodă *cu controlul adîncimii* conduce la elemente structurale deduse indirect (adîncimi și înclinări ale suprafețelor de reflexie sau refracție a undelor elastice) și prin aceasta la o imagine concretă asupra formelor structurale prezente în secțiunea geologică. Datorită acestui fapt, procesul de interpretare geologică a rezultatelor prospecțiunii seismometrice este mult simplificat față de acelea a rezultatelor altor metode de prospecțiune geofizică; în același timp, concluziile care se

obţin în urma interpretării geologice sînt mult mai aproapiate de construcţia geologică reală în toată complexitatea ei.

Este de specificat că dacă se iau toate precauţiile privind pregătirea materialului seismometric pentru interpretarea geologică şi aprecierea calităţii lui (studierea caracteristicilor dinamice ale undelor pe seismograme pentru punerea în evidenţă a reflexiilor multiple sau a undelor difractate, corelarea corectă a implulsurilor, folosirea în calcul a valorii celei mai corecte a vitezei, marcarea judicioasă a caracteristicilor structurale pe secţiuni, construirea corectă a hărţilor structurale etc.) şi dacă se folosesc în bune condiţii informaţiile extrageofizice existente, transpunerea în termeni geologici a rezultatelor prospecţiunii seismometrice se face direct.

Cîteva cazuri tipice (grupate pe categorii de probleme geologice) pe care le prezentăm mai jos vor lămuri mai bine modul în care se efectuează interpretarea geologică a rezultatelor prospecţiunii seismometrice atît principiile generale folosite în conducerea acestui proces cît şi natura rezultatelor practice care se pot obţine.

3.1. Probleme de geologie structurală regională

Din această categorie de probleme geologice prezentăm următoarele exemple:

— *Determinarea structurii fundamentului depresiunii din sudul Moldovei.* Cercetări seismometrice în acest scop au fost efectuate folosind procedeul corelării continue pe fază a undelor refractate de către I. Vasiliu şi A. Solomon [1], în zona sudică a depresiunii din sudul Moldovei. Regiunea oferă bune posibilităţi aplicării prospecţiunii seismometrice pe baza refracţiei undelor elastice, deoarece contrastul de viteză de propagare a undelor elastice între formaţiunile mio-pliocene de cuvertură (v = 1 900—2 400 m/s) şi fundamentul paleozoic constituit din roci în parte metamorfozate (v = 4 500 m/s) este mare.

În figurile 251 şi 252 sînt reproduse două secţiuni seismice pe direcţia est-vest, respectiv nord-sud, construite prin procedeul cîmpurilor de timpi, din care reiese structura fundamentului acestei depresiuni. Se constată o cădere regională de la est către vest a fundamentului acestei depresiuni, care permite îngroşarea progresivă a sedimentelor de cuvertură pe această direcţie, precum şi existenţa unui slab bombament al fundamentului în dreptul localităţii Smîrdan.

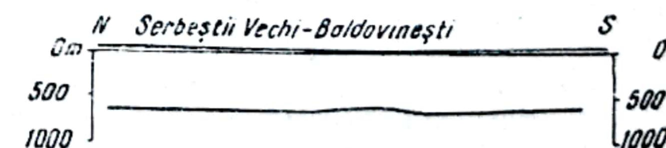


Fig. 251. Secţiune seismică de refracţie pe direcţia nord-sud prin Serbeştii Vechi-Baldovineşti, în depresiunea din sudul Moldovei.

Este de precizat că orizontul de referinţă determinat seismometric a fost controlat prin datele cîtorva sonde din regiune (Smîrdan, Frumuşiţa etc.),

[1] I. Vasiliu şi A. Solomon, *Cercetări seismometrice în regiunea Galaţi*, D. S Comitetul geologic, XLIV, 1962.

constatîndu-se diferenţe de adîncime care nu întrec 45 m, diferenţă care corespunde corelării undelor pe cel de-al doilea impuls care apărea mai clar în seismograme.

— *Determinarea raporturilor dintre pînza marginală a flişului şi zona miocenă în Moldova de nord*. Cercetările seismometrice în această regiune au fost efectuate de V. Rodina, P. Constantinescu şi M. Cristea [1] prin metoda

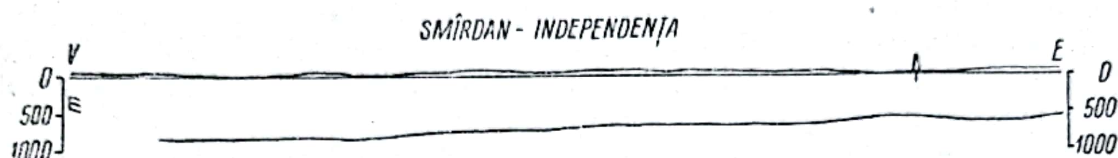


Fig. 252. Secţiune seismică de refracţie pe direcţia est-vest prin Independenţa-Smîrdan, în depresiunea din sudul Moldovei.

seismosondajelor spaţiale. Din secţiunea seismică de reflexie reprodusă în figura 253, conţinînd înclinarea şi adîncimea diferitelor suprafeţe de reflexie disparate, apare clară posibilitatea de separare prin orizonturi seismice convenţionale a cîtorva pachete de roci miocene cu caracteristici structurale diferite, precum şi a separării pînzei marginale a flişului de formaţiunile miocene. Rezultatul principal al acestor cercetări seismometrice este stabilirea caracterului de puternică încălecare a pînzei flişului peste depozitele miocene, depozite care se continuă mult către vest sub aceasta. Şi în acest caz este specificat că cele două foraje din partea stîngă a figurii au asigurat trasarea orizontului seismic convenţional corespunzător suprafeţei de contact fliş/miocen.

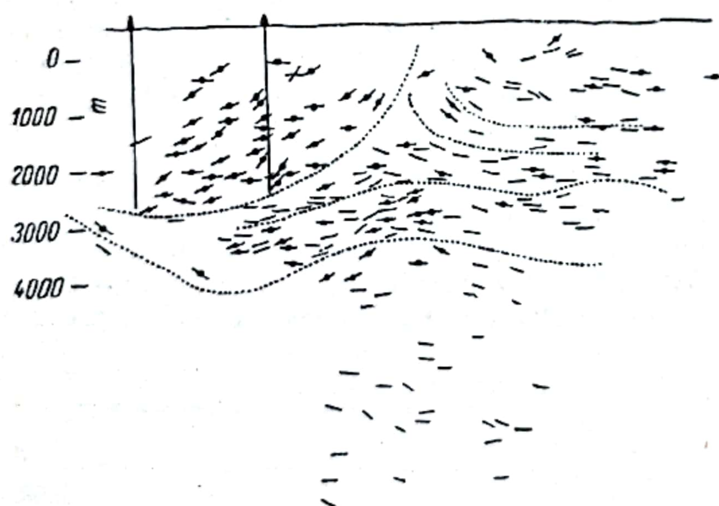


Fig. 253. Secţiune seismică de reflexie construită prin metoda seismosondajelor spaţiale în Moldova de nord, în zona încălecării pînzei marginale a Flişului peste depozitele miocene.

— *Stabilirea extinderii unui masiv granodioritic în Munţii Apuseni*. Problema geologică de rezolvat în acest caz a fost stabilirea formei şi extinderii unui masiv granodioritic, care aflorează parţial în şisturi cristaline epizonale şi a legăturii acestuia cu o altă masă de granodiorite, cunoscută la 800 m adîncime, dintr-un foraj situat la 6 km depărtare de afloriment.

[1] V. Rodina, P. Constantinescu şi M. Cristea, *Raport asupra lucrărilor de seismometrie executate în flişul Carpaţilor Orientali în zona văilor Suha-Mare, Suha-Mică şi Moldova*, Arhiva Comitetului geologic, 1960.

Din cauza reliefului foarte accidentat, cu creste pînă la 1 800 m și văi înguste și adînci, au fost executate numai două profiluri seismice pe creste, pentru a evita denivelările prea mari pe profiluri. Metoda folosită a fost aceea a corelației continue a undelor refractate (K.M.P.V.), folosind o stație seismică portabilă de tip SS 24-P.

În figurile 254 și 255 reproducem, după D. Paicu și C. Patrichi [1], secțiunile seismice de refracție și hodografii respectivi, construite pe direcția celor două profiluri. Se constată că s-au putut corela continuu cinci unde, din care primele trei au fost mai evidente în ambele sensuri ale celor două profiluri.

Rezultatul acestor cercetări a fost stabilirea faptului că cele două mase granodioritice aparțin unui masiv unitar (al cărui relief este dat de limitele interioare figurate pe cele două secțiuni) și nu de două apofize separate ale unui rezervor magnetic profund. Spinarea masivului granodioritic are un relief pronunțat, cu pante care nu depășesc totuși 30°. Ca un rezultat suplimentar s-au putut separa în complexul șisturilor cristaline epizonale trei pachete diferențiate ca facies petrografic și s-au putut localiza două falii transversale în acest complex.

3.2. Probleme de geologie economică în terenuri sedimentare. Din această categorie de probleme geologice, care corespund volumului cel mai mare de prospecțiuni seismometrice ce se execută în momentul de față, prezentăm cîteva cazuri diferențiate pe procedee și tehnici de lucru, în funcție de caracteristicile specifice ale structurii geologice.

— *Anticlinalul Mărgineni-Aricești.* În figura 256 este reprodusă după M. Popescu [2], harta structurală a regiunii Mărgineni-Aricești, construită pe baza unei prospecțiuni seismometrice prin reflexia undelor elastice, folosind, procedeul corelației continue. Harta structurală redă imaginea structurală a unui orizont din baza ponțianului și totodată a întregului pliocen.

După cum se poate remarca, anticlinalul Mărgineni-Aricești are periclinul vestic faliat; flancul sudic este liniștit cu înclinări mai mici, în timp ce acela nordic este tectonizat, fiind afectat de un sistem de falii în releu. Falii longitudinale și transversale afectează și sinclinalele cutei de la nord și sud.

Este de remarcat puterea mare de rezolvare structurală a prospecțiunii seismometrice în această problemă, care a condus la o imagine structurală cu toate detaliile necesare unei cunoașteri concrete a obiectelor geologice din subsol.

— *Structura Ghergheasa-Băile.* În figura 257 reproducem, după P. Constantinescu și V. Teodorescu [3], o porțiune din harta structurală a regiunii Balta-Albă, conținînd anticlinalul Ghergheasa-Băile și sinclinalul Amara,

---

[1] D. Paicu, și C. Patrichi, *Rezultate seismice obținute pe formațiuni metamorfice și eruptive*, Probleme de geofizică, I, 1961.

[2] Miron Popescu, *Prospecțiuni seismometrice-reflexie în regiunea Mărgineni-Prahova*, Comitetul Geologic, Studii tehnice și economice, seria D, 4, 1963.

[3] P. Constantinescu și V. Teodorescu, *Prospecțiuni seismice-reflecție în regiunea Balta—Albă*, D. S. Comitetul Geologic, XLIV, 1962.

construită pe baza unei prospecțiuni seismometrice de reflexie prin procedeul corelației continue a undelor reflectate combinat cu seismosondaje centrale. Harta structurală redă imaginea structurală a unui orizont convențional, care corespunde limitei ponțian meoțian.

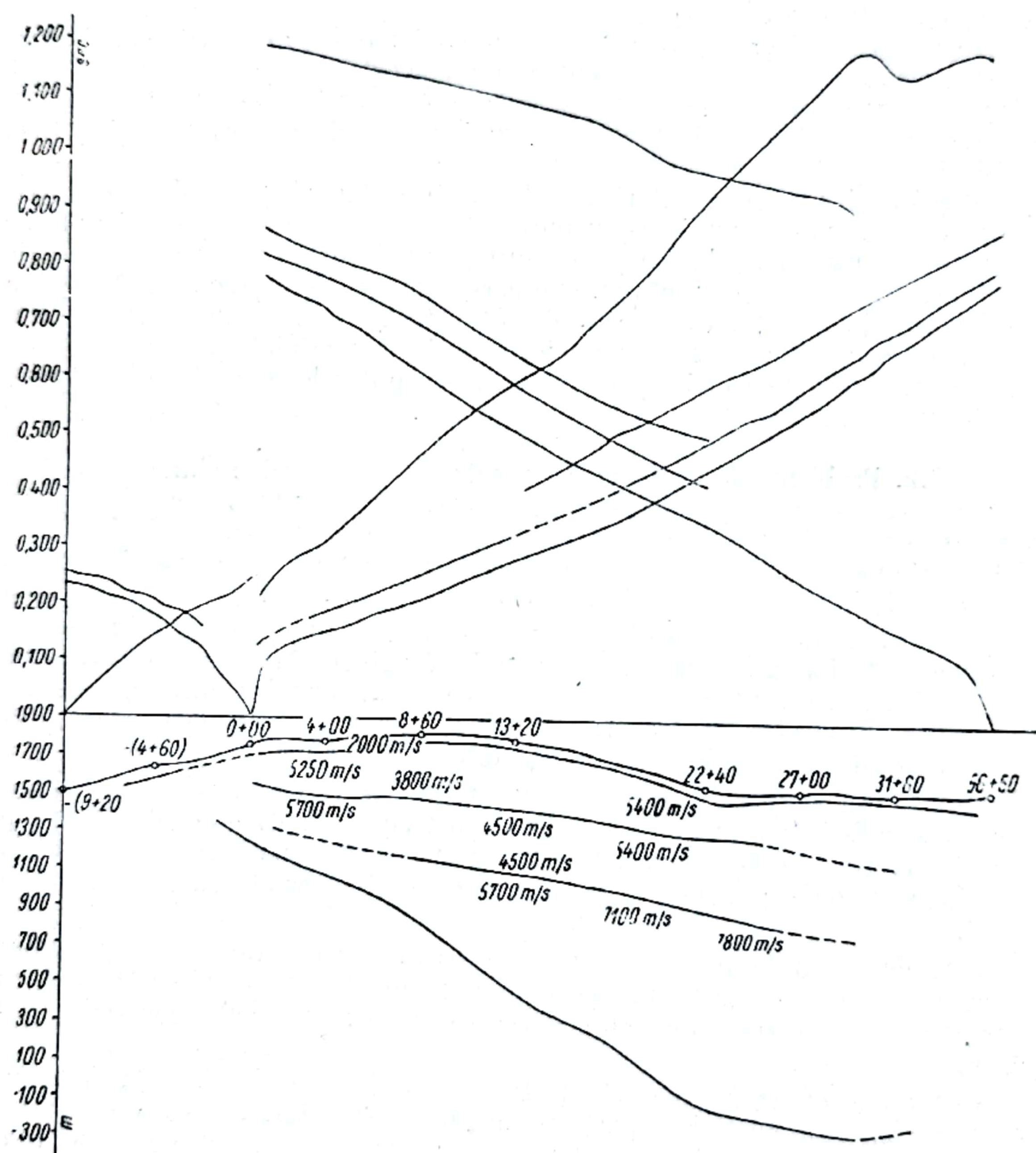


Fig. 254. Profil longitudinal în zona masivului granodioritic.

Se remarcă aceeași bună rezolvare structurală prin prospecțiunea seismometrică, de altfel ca și în cazul precedent; este de specificat că, în acest caz, structura, probabil de tasare, prezintă înclinări mici (2—5°), ceea ce a produs

dificultăţi prospecţiunii seismometrice, care însă au putut fi învinse cu ajutorul unor precauţii speciale.

— *Structuri miocen-paleogene în unitatea externă din Moldova.* În figura 258 este reprodusă, după V. Cucu şi colaboratori [1], o secţiune seismică pe direcţia

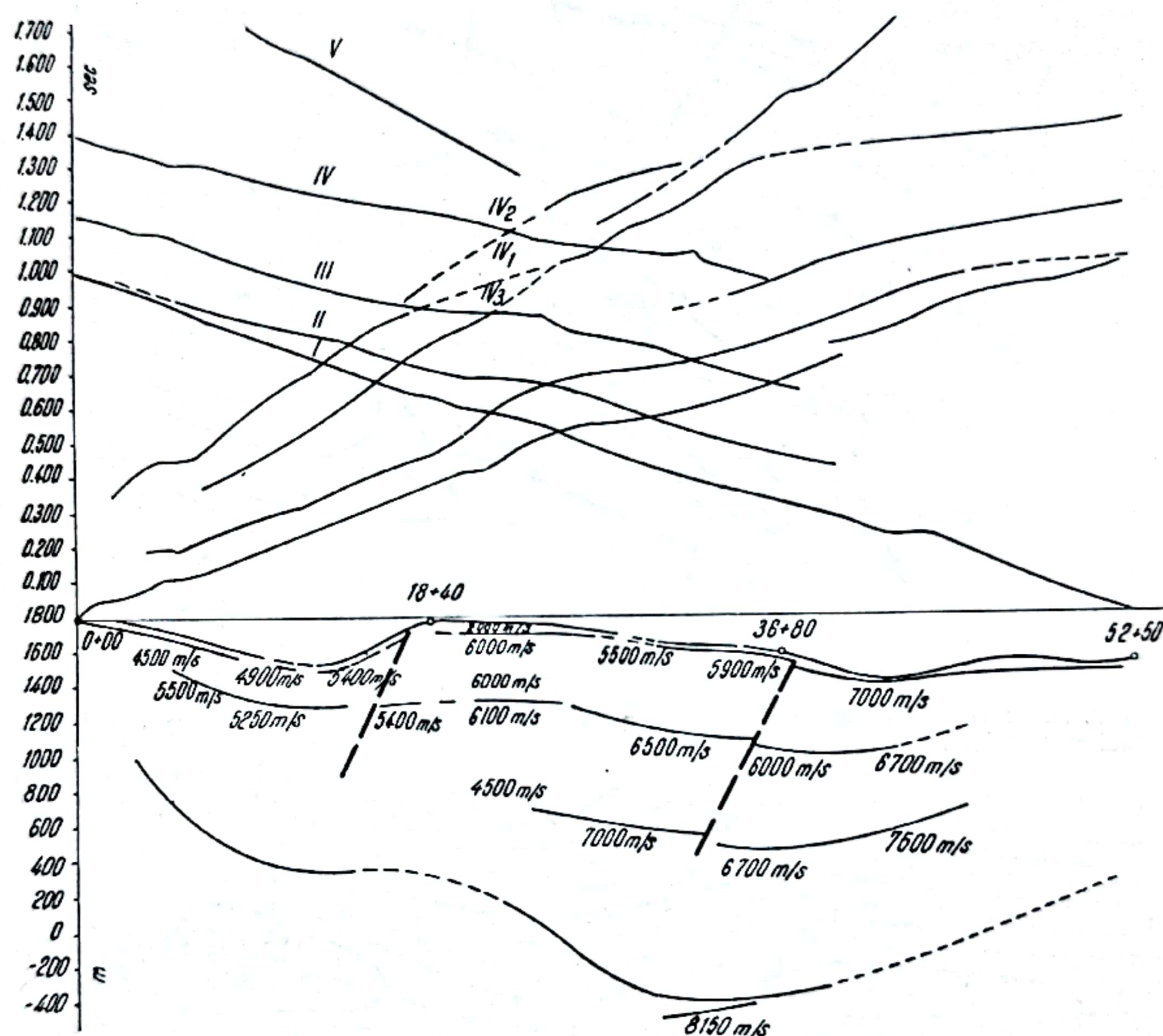


Fig. 255. Profil longitudinal în zona masivului granodioritic.

Chilii-Mihoc-Ludaş, construită pe baza unei prospecţiuni seismometrice de reflexie prin procedeul seismosondajelor spaţiale, care face parte dintr-un complex de lucrări de prospecţiune executate în unitatea externă din Moldova. Din cauza înclinărilor structurale mari şi a accidentelor rupturale, celelalte procedee de prospecţiune seismometrică-reflexie (corelaţie continuă, seismosondaje centrale) nu au condus la rezultate concludente. Se constată cu uşurinţă buna rezolvare structurală pe

[1] V. Cucu, V. Chişcan, M. Chişcan, *Raport final asupra prospecţiunii seismice din zona Mihoc-Chilii-Solonţ*, Arhiva M.I.P.Ch., 1960.

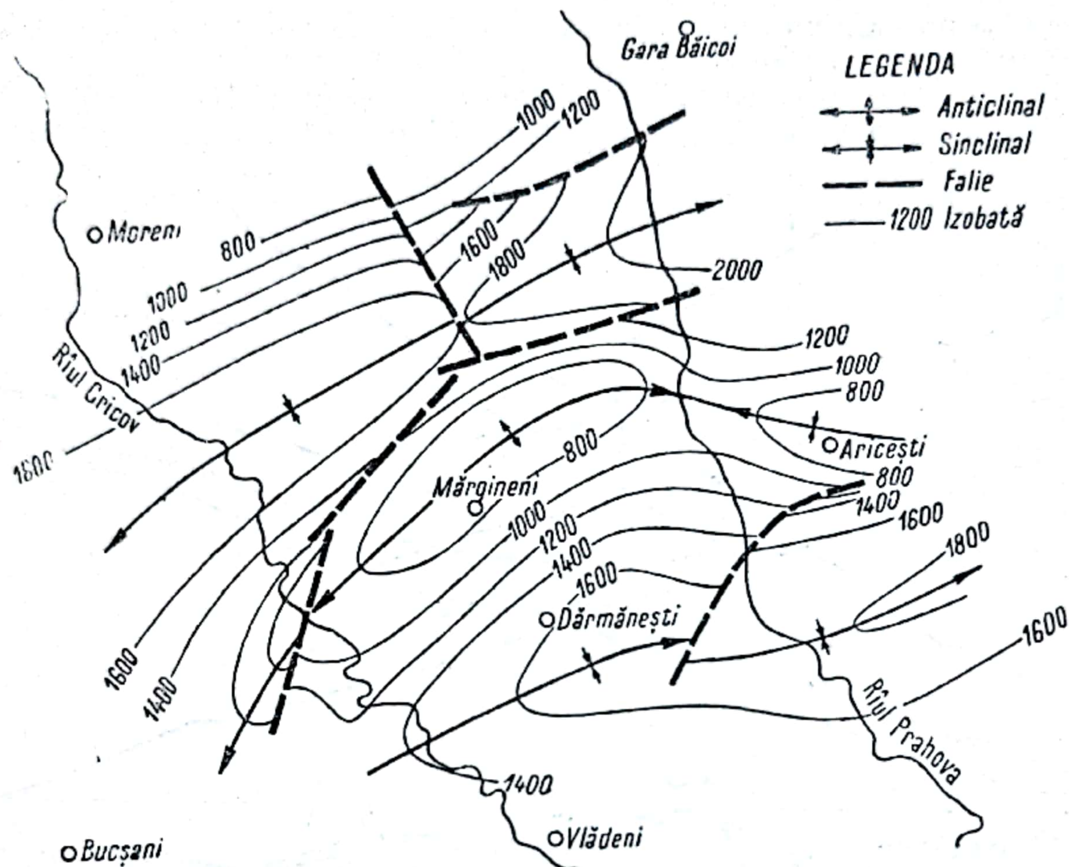


Fig. 256 Harta structurală a regiunii Mărgineni-Ariceşti construită prin prospecţiune seismometrică-reflexie.

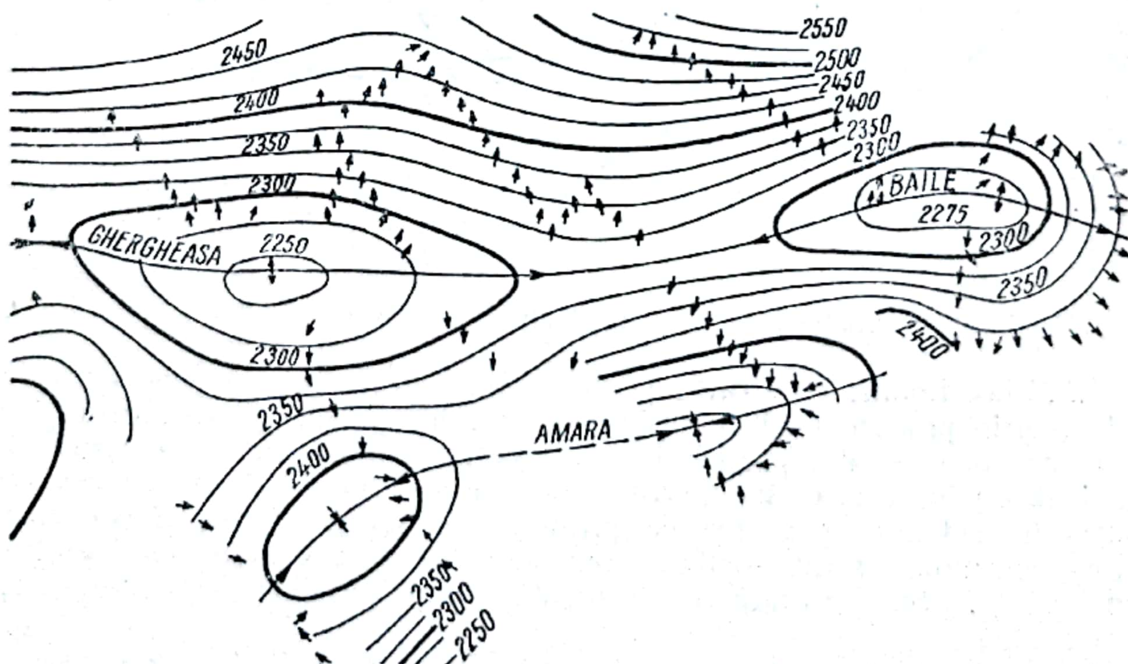


Fig. 257. Harta structurală a anticlinalului Gherghească-Băile.

care o dau seismosondajele spațiale în acest caz, punînd în evidență structurile paleogene, de forma unor anticlinale cu flancul estic faliat, atît în cazul în care se găsesc sub depozite miocene de suprafață cît și în cazul în care sînt

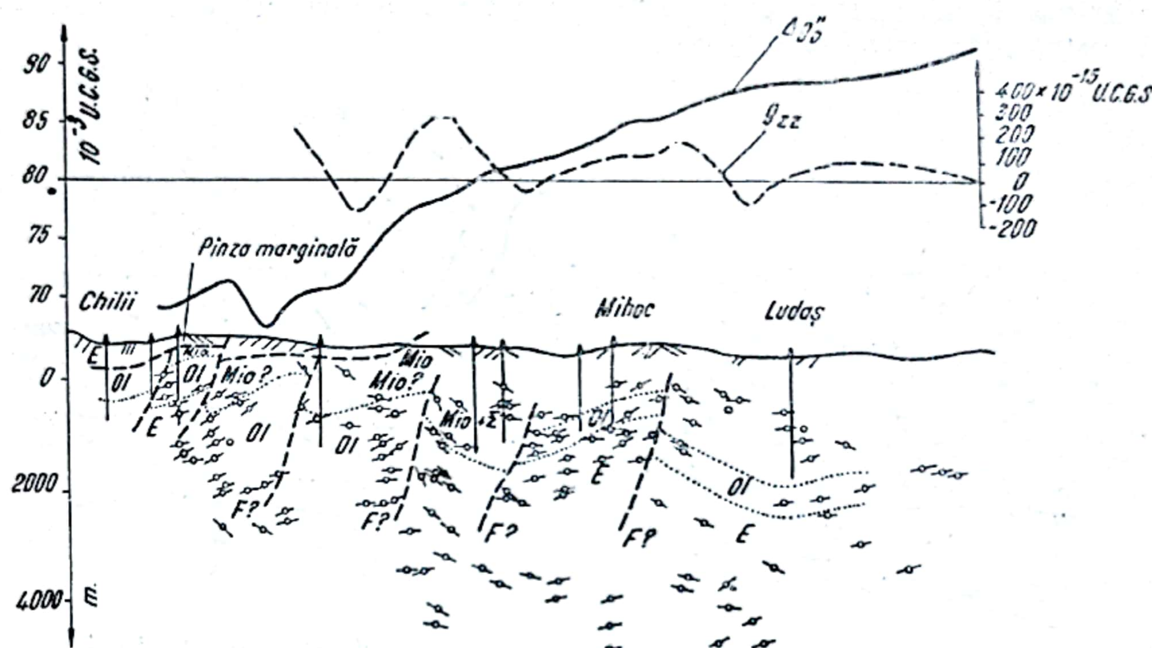


Fig. 258. Secțiune seismică de reflexie pe direcția Chilii-Mihoc-Ludaș.

acoperite de pînza marginală a flișului. Corelarea datelor seismometrice cu informațiile din foraje a permis trasarea cu suficientă precizie a limitelor principalelor formațiuni geologice prezente în subsol.

— *Regiunea Buftea-Urziceni*. O prospecțiune seismometrică-reflexie prin procedeul corelației continue a undelor reflectate, cu rezultate deosebit de interesante, a fost efectuată de T. Păsat și colaboratori [1] în regiunea Buftea-Urziceni. Rezultatele concretizate în harta structurală construită la limita terțiar mezozoic sînt reproduse în figura 259.

După cum se poate remarca (v. fig. 259) harta structurală redă căderea continuă către nord a limitei terțiar/mezozoic, care se manifestă ca un orizont fizic de reflexie și căreia îi corespunde un impuls caracteristic și ușor corelabil pe seismograme. Această cădere nu este continuă ci întreruptă de niște zone longitudinale, în care impulsul reflexiei caracteristice dispare (delimitate pe harta structurală prin curbele pline sau întrerupte și trasate mai gros decît izobatele) și care corespund unor trepte (faleze sau fracturi) ale suprafeței depozitelor cretacice. Deosebit de interesant este faptul că majoritatea forajelor de explorare amplasate în aceste zone mute ale reflexiei caracteristice au fost productive pentru gaze, ceea ce arată că aceste trepte ale cretacicului

[1] T. Păsat, V. Teodorescu, A. Solomon și P. Constantinescu, *Prospecțiuni seismice-reflexie în regiunea Buftea-Urziceni*.

produc ecranarea diverselor orizonturi productive din miocen, creînd în aceste zone niște capcane tectonice, așa cum sînt considerate în concepția actuală.

Este de asemenea de precizat că prospecțiunea seismometrică a mai pus în evidență niște culminații transversale în depozitele precretacice cu direcție aproximativ nord-sud și care parțial se reflectă în depozitele de cuvertură a acestora, cretacice și terțiare.

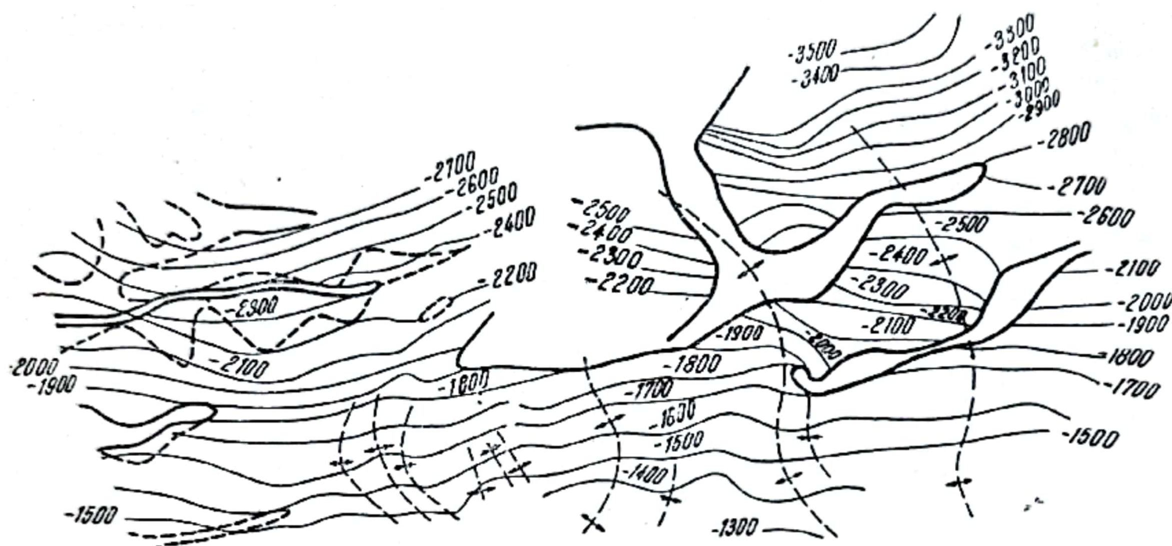


Fig. 259. Harta structurală la limita terțiar/mezozoic în regiunea Buftea-Urziceni.

Interesant în acest caz este faptul că obiectul geologic de prospectat, respectiv capcanele tectonice de care sînt legate zăcămintele de hidrocarburi gazoase, au fost stabilite indirect prin prospecțiunea seismometrică, și anume ca zone mute pentru reflexie în contrast cu restul structurii geologice, al cărui aspect este bine precizat prin datele seismometrice.

— *Anticlinalul Novodmitrevskii, U.R.S.S.* În figura 260 este reprodusă, după Sorokin și colaboratori (1951), o secțiune seismică de reflexie obținută prin procedeul corelației continue a undelor reflectate, pe un profil transversal la anticlinalul petrolifer Novodmitrevskii din U.R.S.S.

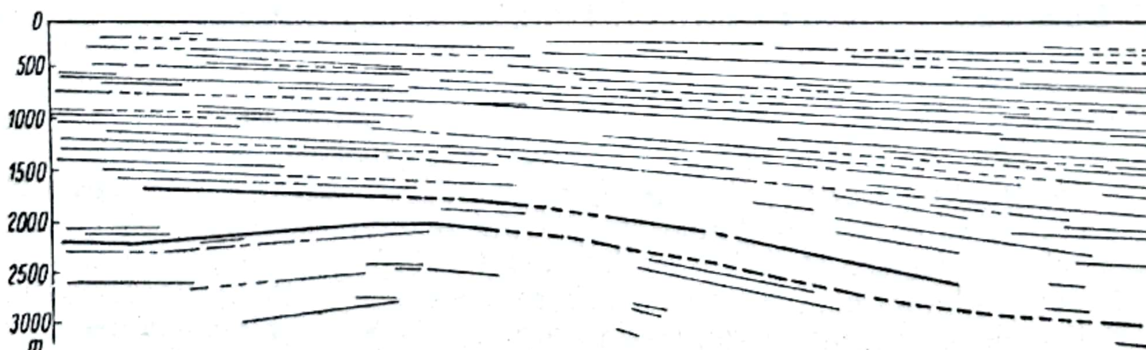


Fig. 260. Secțiune seismică de reflexie pe un profil transversal la anticlinalul Novodmitrevskii, U.R.S.S.

Structura anticlinală este constituită dintr-o alternanță de roci nisipoase și argiloase, care creează bune suprafețe de reflexie, așa cum se poate constata din figura 260.

— *Anticlinal petrolifer în Peninsula Apșeron.* Tot după Sorokin și colaboratori (1951) este reprodusă în figura 261 o secțiune seismică de reflexie obținută pe unul din anticlinalele petrolifere din Peninsula Apșeron, U.R.S.S.

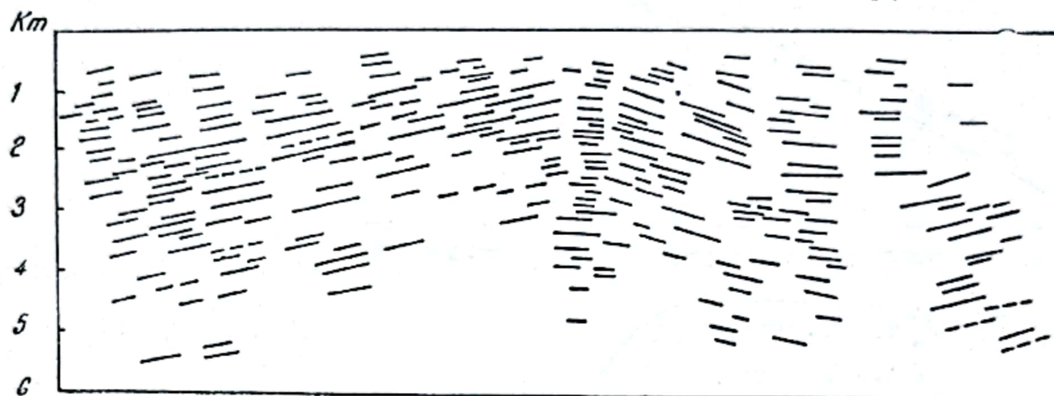


Fig. 261. Secțiune seismică de reflexie pe un profil transversal la unul din anticlinalele din Peninsula Apșeron, U.R.S.S.

În acest caz, secțiunea geologică este reprezentată de o alternanță de gresii și argile, între care nu există un contrast net de viteză de propagare a undelor elastice și nici nu se realizează limite de separație continue. În absența unui orizont continuu de reflexie, caracteristicile structurale reies totuși din elementele disparate de reflexie, care sînt în număr suficient de mare pentru a permite interpretarea geologică pe baza unor orizonturi seismice convenționale.

— *Anticlinalul petrolifer Musjid-I-Suleiman, Iran.* În figurile 262 și 263 sînt reproduse, după Heiland (1946), două secțiuni seismice de refracție

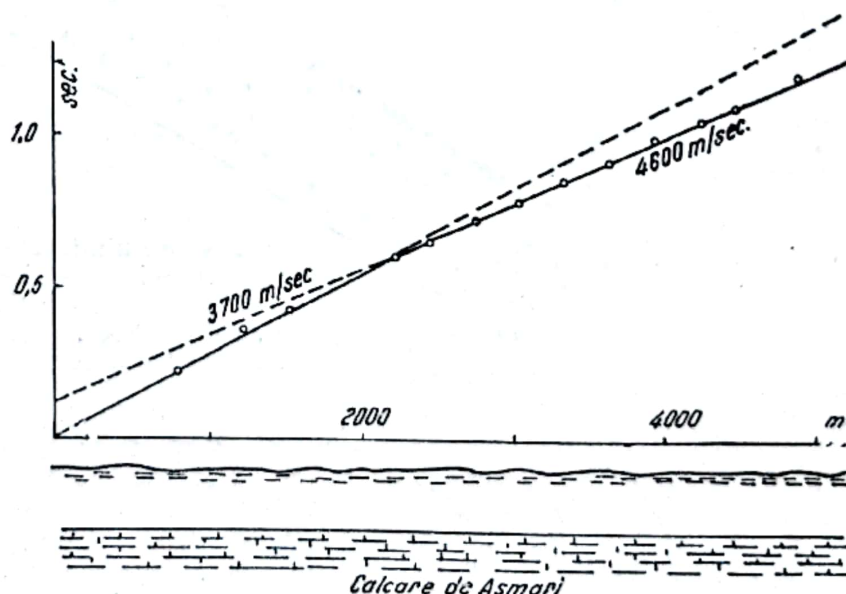


Fig. 262. Profil seismic de refracție, longitudinal la anticlinalul Musjid-I-Suleiman din Iran.

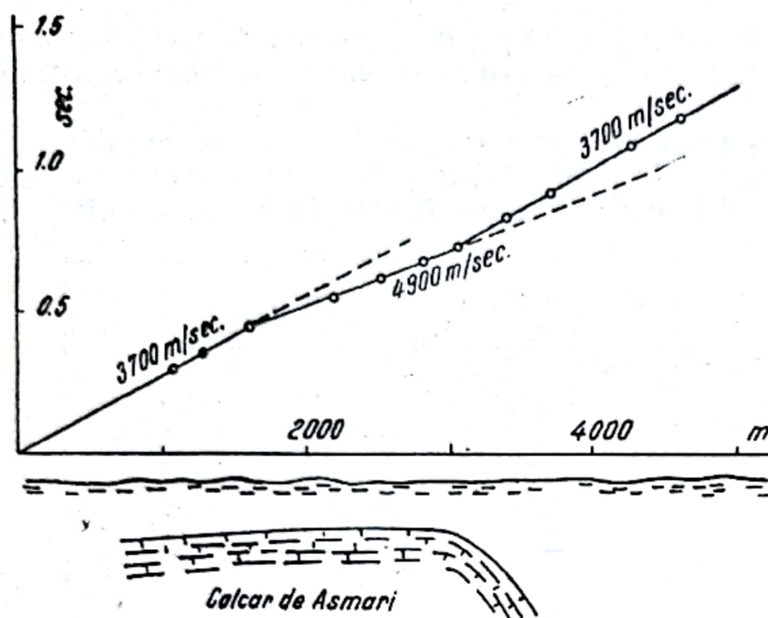


Fig. 263. Profil seismic de refracţie, transversal la anticlinalul Musjid-I-Suleiman din Iran.

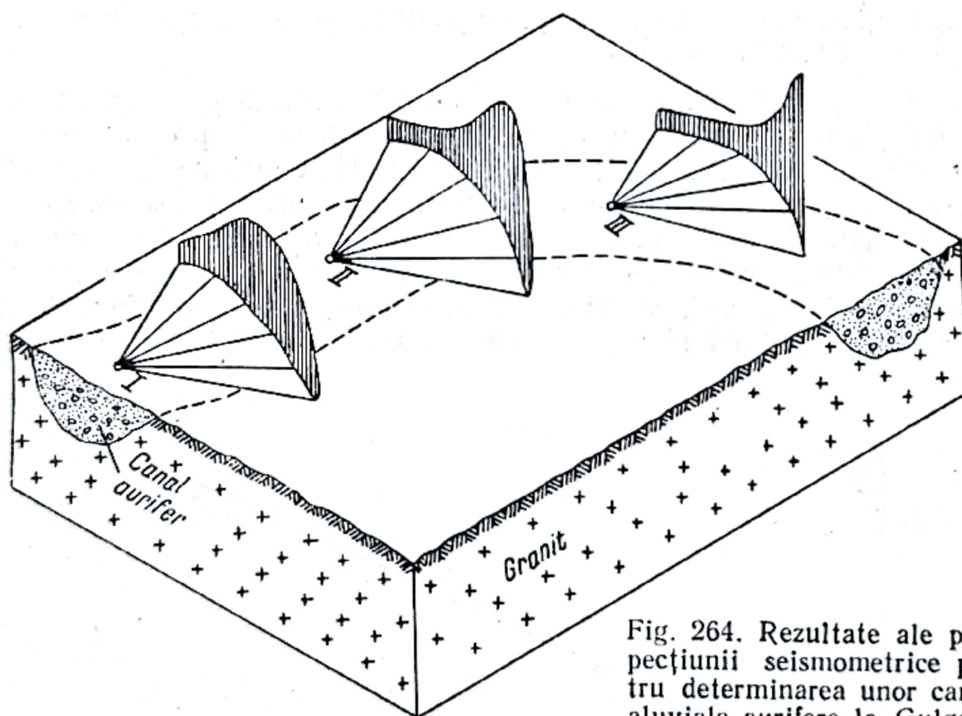
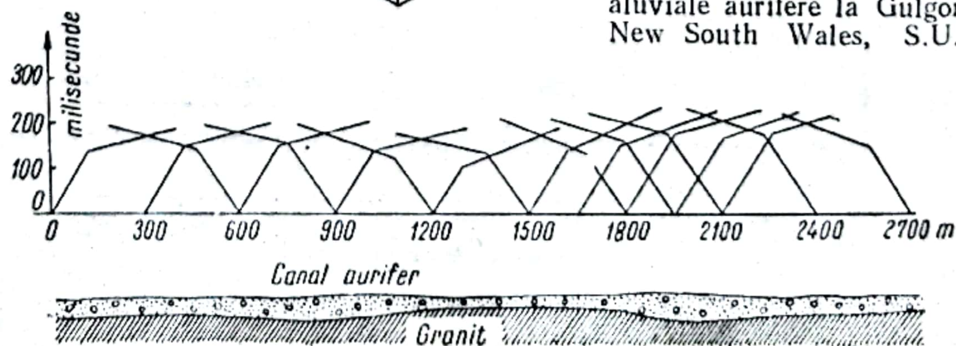


Fig. 264. Rezultate ale prospecţiunii seismometrice pentru determinarea unor canale aluviale aurifere la Gulgong, New South Wales, S.U.A.



împreună cu hodografii respectivi ai undelor refractate, în zona anticlinalului petrolifer Musjid-I-Suleiman din Iran.

Contrastul mare de viteză de propagare a undelor elastice realizat între calcarele de Asmari [1] cutate şi rocile din cuvertura [2] acestora, a permis aplicarea cu succes în acest caz, a prospecţiunii seismometrice bazate pe refracţia undelor elastice, lucru destul de rar în acest gen de probleme geologice.

3.3. **Probleme de geologie economică în terenuri cristaline sau eruptive.** Aplicabilitatea prospecţiunii seismometrice în astfel de probleme este, în general, foarte restrînsă; unele aplicaţii, în cazuri cu totul favorabile, au fost totuşi încununate de succes. Pentru exemplificare este prezentat mai jos unul dintre acestea, şi anume:

— *Determinarea unor canale în granite, umplute cu aluviuni aurifere.* În figura 264 sînt reproduse, după Heiland (1946), rezultatele aplicării prospecţiunii seismometrice bazate pe refracţia undelor elastice, în scopul determinării unor canale de eroziune în granite umplute cu aluviuni aurifere în regiunea Gulgong, New South Wales, S.U.A.

Determinarea direcţiei axelor canalelor s-a efectuat prin metoda împuşcării în evantai, axul canalului fiind stabilit prin punctele cu cea mai mare diferenţă de timp la fiecare evantai.

Pentru determinarea extinderii canalelor s-a folosit metoda profilării de refracţie pe profiluri transversale la direcţia axelor stabilite, după cum s-a arătat mai înainte. Astfel, prin combinarea a două procedee de prospecţiune seismometrică s-a reuşit să se rezolve problema geologică.

CAPITOLUL XXXVIII

INTERPRETAREA GEOLOGICĂ A ANOMALIILOR ŞI ELEMENTELOR STRUCTURALE DEDUSE PRIN PROSPECŢIUNEA ELECTROMETRICĂ

1. APLICABILITATEA PROSPECŢIUNII ELECTROMETRICE. CAPACITATEA DE REZOLVARE A PROBLEMELOR GEOLOGICE

Aplicabilitatea prospecţiunii electrometrice este condiţionată de existenţa unui contrast de proprietăţi fizice, în speţă *conductibilitatea electrică*, între obiectul geologic de prospectat din subsol şi rocile sau formaţiunile

[1] paleogene (oligocene)
[2] miocene

împreună cu hodografii respectivi ai undelor refractate, în zona anticlinalului petrolifer Musjid-I-Suleiman din Iran.

Contrastul mare de viteză de propagare a undelor elastice realizat între calcarele de Asmari [1] cutate și rocile din cuvertura [2] acestora, a permis aplicarea cu succes în acest caz, a prospecțiunii seismometrice bazate pe refracția undelor elastice, lucru destul de rar în acest gen de probleme geologice.

3.3. **Probleme de geologie economică în terenuri cristaline sau eruptive.** Aplicabilitatea prospecțiunii seismometrice în astfel de probleme este, în general, foarte restrînsă; unele aplicații, în cazuri cu totul favorabile, au fost totuși încununate de succes. Pentru exemplificare este prezentat mai jos unul dintre acestea, și anume:

— *Determinarea unor canale în granite, umplute cu aluviuni aurifere.* În figura 264 sînt reproduse, după Heiland (1946), rezultatele aplicării prospecțiunii seismometrice bazate pe refracția undelor elastice, în scopul determinării unor canale de eroziune în granite umplute cu aluviuni aurifere în regiunea Gulgong, New South Wales, S.U.A.

Determinarea direcției axelor canalelor s-a efectuat prin metoda împușcării în evantai, axul canalului fiind stabilit prin punctele cu cea mai mare diferență de timp la fiecare evantai.

Pentru determinarea extinderii canalelor s-a folosit metoda profilării de refracție pe profiluri transversale la direcția axelor stabilite, după cum s-a arătat mai înainte. Astfel, prin combinarea a două procedee de prospecțiune seismometrică s-a reușit să se rezolve problema geologică.

CAPITOLUL XXXVIII

INTERPRETAREA GEOLOGICĂ A ANOMALIILOR ȘI ELEMENTELOR STRUCTURALE DEDUSE PRIN PROSPECȚIUNEA ELECTROMETRICĂ

1. APLICABILITATEA PROSPECȚIUNII ELECTROMETRICE. CAPACITATEA DE REZOLVARE A PROBLEMELOR GEOLOGICE

Aplicabilitatea prospecțiunii electrometrice este condiționată de existența unui contrast de proprietăți fizice, în speță *conductibilitatea electrică*, între obiectul geologic de prospectat din subsol și rocile sau formațiunile

[1] paleogene (oligocene)
[2] miocene

geologice în care acesta se găsește; în plus, contrastul de proprietăți fizice trebuie să fie cît mai mare în valoare, iar obiectul geologic să fie situat la o adîncime cît mai mică. Cu cît aceste condiții sînt mai bine satisfăcute, cu atît mai mult este asigurat succesul prospecțiunii electrometrice.

Dată fiind marea varietate a metodelor de prospecțiune electrometrică (așa cum reiese din cele prezentate mai înainte), bazate pe principii, fenomene și tehnici de lucru diferite, contrastul de proprietăți fizice existent în subsol între obiectul geologic de prospectat și rocile sau formațiunile geologice înconjurătoare acestuia se va reflecta în mod diferit în diversele mărimi fizice sau convenționale în care se exprimă rezultatele prospecțiunii electrometrice. Pentru acest motiv, la aplicarea prospecțiunii electrometrice este de o importanță capitală alegerea metodei de prospecțiune cea mai potrivită pentru un obiect geologic de prospectat, care să reflecte cel mai fidel, mai intens și mai sugestiv caracteristicile specifice ale acestuia în anomalia electrometrică a mărimii respective caracteristică metodei sau în elementul structural dedus indirect.

Rezultă din cele de mai sus că alegerea metodei electrometrice care urmează a fi folosită în cazul unui anumit obiect geologic de prospectat este o problemă care urmează a fi rezolvată de la caz la caz, ținînd cont de condițiile specifice și concrete ale secțiunii geoelectrice a subsolului. Chiar în aceste condiții, în multe cazuri, o serie de încercări experimentale prealabile pe obiectul geologic de prospectat sînt singurele care pot fixa definitiv metoda, metodica și tehnica prospecțiunii electrometrice care trebuie folosită pentru rezolvarea problemei geologice.

2. PRINCIPALELE PROBLEME GEOLOGICE REZOLVABILE PRIN METODA DE PROSPECȚIUNE ELECTROMETRICĂ

Pentru a contura mai bine domeniul de aplicabilitate al metodelor de prospecțiune electrometrică, în scopuri pur didactice, vom prezenta mai jos principalele tipuri de probleme geologice, precum și metodele de prospecțiune electrometrică cele mai indicate pentru rezolvarea lor.

2.1. Probleme de geologie structurală regională. În astfel de probleme privind determinarea reliefului fundamentului cristalin al sedimentelor, determinarea înclinărilor regionale, a caracteristicilor structurale a cuverturii sedimentare, cele mai eficiente metode sînt *metoda curenților telurici* și *metoda magneto-telurică*. În anumite cazuri, în deosebi atunci cînd grosimea cuverturii de sedimente nu este prea mare, pot fi aplicate și metode bazate pe fenomene electrice artificiale în curent continuu pentru prospectarea fundamentului, cum ar fi *metoda profilării electrice* sau *sondajul electric vertical*; în aceste cazuri trebuie să fie satisfăcute anumite condiții și anume:

— cuvertura să fie constituită dintr-o succesiune de roci cu caracteristici electrice comparabile;

— stratificația cuverturii să fie extinsă lateral cît mai mult și să aibă continuitate;

— grosimea cuverturii să nu treacă 1 000—1 500 m;

— fundamentul să aibă o grosime mare și să fie într-un contrast de rezistivitate specifică cu cuvertura pe care o suportă, de cel puțin 5—20 x rezistivitatea specifică a cuverturii;

— înclinarea fundamentului să nu întreacă maximum 20°.

Pentru determinarea unor structuri regionale (anticlinorii, sinclinorii, anteclize, sineclize, depresiuni, cuvete etc.) a corpilor eruptivi care străpung pînă la o anumită adîncime cuvertura sedimentară etc., sînt recomandabile *metoda profilării electrice și sondajul electric vertical*; de asemenea, *sondajul electromagnetic*, îndeosebi în cazurile în care coloana sedimentară conține strate care ecranează pătrunderea curentului electric continuu în subsol.

2.2. **Probleme de geologie economică.** Se vor distinge ca și pentru celelalte metode de prospecțiune geofizică obiectele geologice de interes economic-minier (zăcăminte) care se găsesc în zone cu roci sedimentare, de cele care se găsesc în zone cu roci cristaline sau eruptive.

a. **În terenuri sedimentare:**

— Pentru determinarea structurilor posibil petrolifere sau gazeifere, cele mai eficiente metode sînt *metoda profilării electrice, sondajul electric vertical, metoda spirei, sondajul electro-magnetic, metoda curenților telurici și metoda magneto-telurică.*

— Pentru determinarea masivelor de sare și a structurilor de tip diapir cu sîmbure de sare se recomandă *metoda profilării electrice, sondajul electric vertical, metoda liniilor echipotențiale în curent continuu, metoda curenților telurici, metoda magneto-telurică* și *metoda intensităților.*

— Pentru determinarea zăcămintelor de cărbuni mai eficientă, fără a avea însă succesul asigurat în toate cazurile, sînt *metoda potențialului natural* și *metoda liniilor echipotențiale în curent continuu.*

b. **În terenuri cristaline sau eruptive:**

— Pentru zăcăminte metalifere bogate în oxizi, carbonați, sulfuri etc. se recomandă *metoda potențialului natural, metoda liniilor echipotențiale în curent continuu* și *alternativ, metoda raportului căderilor de potențial în curent continuu* și *alternativ, metoda inducției, metoda Turam, metoda umbrei electromagnetice, metoda sfertului de undă* și *metoda capacității*; de asemenea, *sondaje electrice verticale* și *profilare electrică cu linii de emisiune AB de lungime mică.*

— Pentru zăcăminte metalifere sărace, îndeosebi de sulfuri complexe, se recomandă *metoda potențialului natural, metoda potențialului provocat* și *metoda inducției.*

— Pentru determinarea zăcămintelor de grafit, cea mai eficientă este *metoda potențialului natural.*

2.3. **Probleme de hidrogeologie.** Pentru determinarea orizonturilor acvifere, a albiilor îngropate de rîuri, a sectoarelor cu ape subterane salinizate sau îndulcite etc., cele mai eficiente metode sînt *sondajul electric vertical, metoda profilării electrice* și *metoda intensităților.*

Este de remarcat că acestea sînt singurele metode geofizice capabile să prospecteze direct prezența apei în subsol.

2.4. **Probleme de geologie tehnică.** Pentru studiul naturii rocilor, a adîncimii și a reliefului acestora, care constituie fundamentul în zona construcțiilor importante (uzine, fabrici, hidrocentrale, baraje, tuneluri, viaducte, poduri, diguri etc.), a fenomenelor carstice, a zonelor de îngheț permanent etc., cele mai eficiente metode sînt *metoda profilării electrice* și *sondajul electric vertical*.

Acesta este tabloul aproximativ al principalelor probleme geologice puse în fața prospecțiunii electrometrice și al metodelor cele mai indicate pentru rezolvarea lor. Rămîne de precizat, de la caz la caz, care metodă sau variantă, în funcție de condițiile concrete ale obiectului geologic de prospectat, este în măsură să reflecte mai bine și mai sugestiv caracteristicile acestuia.

3. TRĂSĂTURILE SPECIFICE ALE INTERPRETĂRII GEOLOGICE A REZULTATELOR PROSPECȚIUNII ELECTROMETRICE. EXEMPLE

Din capul locului este necesar de precizat un lucru, și anume: mai mult decît în oricare metodă de prospecțiune geofizică, interpretarea geologică a rezultatelor obținute prin diferite metode de prospecțiune electrometrică nu se poate supune unor standarde și criterii fixe. După cum s-a văzut din prezentarea diferitelor metode, caracterul datelor de informație obținute prin acestea poate varia de la unul c a n t i t a t i v, suficient de precis (cum ar fi, de exemplu, în cazul sondajului electric vertical, al metodei intensităților etc.), la unul pur c a l i t a t i v (cum ar fi, de exemplu, în cazul metodei inducției, a metodei umbrei electromagnetice etc.). Din această cauză, prezentarea acestei probleme într-un sistem unitar cu criterii și reguli de valabilitate generală sau aproape generală, este foarte greu de făcut dacă nu chiar imposibil.

Ceea ce este universal valabil în materie de interpretare geologică, comun pentru toate metodele și deci și pentru acelea de prospecțiune electrometrică, este faptul că succesul acestei operații se bazează pe o cît mai bună cunoaștere a caracteristicilor structurii geologice din regiunea în care a avut loc prospecțiunea. Fără o bună cunoaștere a structurii geologice (în linii generale bineînțeles) pe de o parte, și pe de altă parte fără o profundă înțelegere a sensului fizico-matematic și fizico-geologic, în condițiile concrete de teren a mărimilor fizice determinate prin fiecare metodă în parte, nu este posibilă o analiză justă care să separe efectele care reprezintă reflectarea caracteristicilor obiectelor geologice de prospectat (singurele care interesează din punctul de vedere economico-minier) de alte efecte neinteresante, dar uneori foarte puternice, produse de strate acvifere la diferite niveluri în coloana stratigrafică, umiditate diferită a rocilor de suprafață, efecte de relief topografic, efecte produse de variații laterale de conductibilitate electrică pentru același tip de rocă etc. O dată efectuată această analiză și separate efectele interesante urmează transpunerea acestora în termeni geologici, ținînd cont de valoarea probabilă a parametrilor geoelectrici în regiune, în speță rezistivitatea specifică a rocilor prezente; nici această operație nu este simplă, avînd

în vedere limitele mari în care variază acest parametru pentru același tip de rocă.

Cu toate limitările de mai sus, prospecțiunea electrometrică a obținut și obține succese importante în descoperirea de obiecte geologice ascunse, structuri sau zăcăminte importante din punct de vedere economic. Precizările făcute au scopul doar să atragă atenția asupra grijii cu care trebuie efectuată operația de interpretare geologică.

În țara noastră s-au efectuat și se efectuează un volum mare de prospecțiuni electrometrice. Metodele folosite sînt sondajul electric vertical și profilarea electrică clasică sau dipol pentru structuri posibil petrolifere sau gazeifere și metoda polarizației naturale, sondajul electric vertical și profilare electrică cu dispozitive AMNB scurte, metoda Turam și, mai nou, metoda liniilor echipotențiale în varianta corpului încărcat, pentru zăcăminte metalifere; de asemenea s-a experimentat metoda curenților telurici pentru determinarea de structuri posibil petrolifere sau gazeifere. Aplicarea acestor metode a contribuit efectiv la mărimea rezervelor de materii prime pentru unele minerale, necesare industriei extractive și prelucrătoare. De asemenea, unele rezultate importante au fost obținute la prospectarea apei prin metoda sondajului electric vertical.

Așadar, în ceea ce privește specificul interpretării geologice a rezultatelor prospecțiunii electrometrice — anomalii sau elemente structurale deduse — acesta este mai greu de conturat cu aspect de generalități, ca în cazul altor metode geofizice, dat fiind numărul mare al metodelor electrometrice și diversitatea mărimilor fizice în care se reflectă obiectele geologice. Pentru aceasta s-a preferat să fie prezentate direct cîteva exemple considerate tipice, din care vor reieși — pentru metodele electrometrice respective — și trăsăturile specifice ale interpretării geologice a rezultatelor acestora.

3.1. **Probleme de geologie structurală regională.** Din această categorie de probleme este prezentat cazul Depresiunii Șanțilkovsk din U.R.S.S., cercetat prin profilare magnetotelurică, reprodus după Berdicevski (1960).

Depresiunea Șanțilkovsk este o depresiune umplută cu sedimente de grosime mare. În partea nordică a depresiunii, fundamentul constituit din roci cristaline are o dispoziție monoclinală; el corespunde și orizontului electric de bază, cu o rezistivitate specifică mare. Sedimentele de cuvertură din această parte a depresiunii sînt caracterizate printr-o rezistivitate longitudinală medie de 3,5—4,0 Ωm. În partea sudică a depresiunii, orizontul electric de bază se schimbă, corespunzînd părții superioare a depozitelor de sare de vîrstă devoniană; în această parte, sedimentele de cuvertură sînt caracterizate printr-o rezistivitate longitudinală medie de 2,0—2,5 Ωm. O altă caracteristică importantă a părții sudice a depresiunii o constituie prezența în cuvertură a unor cute locale, specifice pentru structurile cu sare.

În figura 265 este reprodusă o hartă cu curbe de egală valoare a conductanței longitudinale unitare *s* (curbele subțiri) pentru o porțiune din partea sudică a depresiunii Șanțilkovsk, conținînd structura anticlinală Belokataisk. Se constată că ridicarea anticlinală a acestei structuri este marcată prin scăderea valorilor parametrului *s*.

În paralel cu curbele de egală valoare a conductanței unitare longitudinale sînt trasate și izobatele unui orizont electric convențional (curbele groase), care dau o imagine asupra structurii fundamentului de rezistivitate specifică mare. Adîncimile la orizontul electric convențional au fost determinate pe baza relației:

$$h = \rho_l \cdot s, \qquad (399)$$

în care ρ_l reprezintă rezistivitatea longitudinală medie a sedimentelor de deasupra acestui orizont.

În general, valoarea rezistivității longitudinale medii se stabilește într-o regiune fie pe bază de carotaje electrice în sonde (dacă bineînțeles, acestea există), fie pe bază de măsurători electrometrice (prin metoda rezistivităților), în zone în care grosimea cuverturii sedimentare este cunoscută din datele prospecțiunii seismometrice.

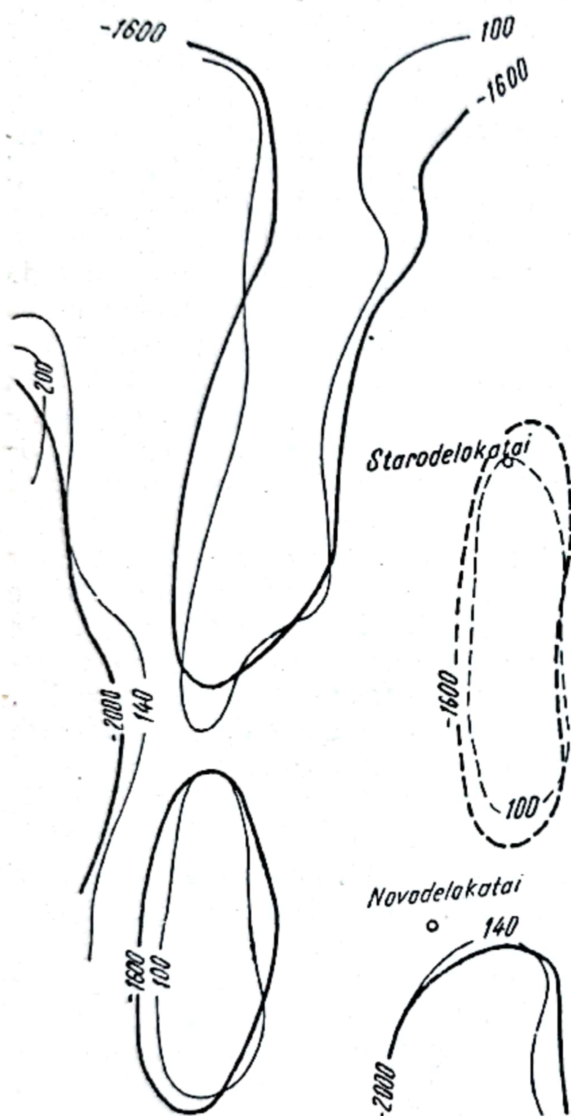


Fig. 265. Variația parametrului s și a adîncimii fundamentului rezistent în regiunea Belokataisk, U.R.S.S.

Construirea de hărți cu izobate, ca în cazul prezentat mai sus, are avantajul că dă un caracter cantitativ imaginii structurale obținute pentru regiunea prospectată. O astfel de hartă are însă o asemănare mare, care merge pînă la identitate, cu harta curbelor de egală valoare a conductanței unitare longitudinale, care are un caracter pur calitativ. Această asemănare nu este întîmplătoare; ea derivă din faptul că adîncimile calculate pe baza relației de mai sus sînt legate de valorile conductanței unitare longitudinale printr-o relație liniară.

Datorită caracterului lor cantitativ, ținînd cont de precizările de mai sus, hărțile cu izobate construite în acest mod sînt recomandabile ca un ajutor prețios pentru ridicarea eficienței interpretării geologice.

3.2. **Probleme de geologie economică în terenuri sedimentare.** Din această categorie de probleme au fost rezolvate prin diferite metode de prospecțiune electrometrică următoarele:

a **Structuri cu zăcăminte de hidrocarburi.** Dintre acestea prezentăm următoarele cazuri pe care le considerăm mai interesante:

— *Regiunea de NV a Pirineilor din Franţa.* În figura 266 este reprodusă după Favre (1958), harta cu izoariile elipsei obţinute prin metoda curenţilor telurici în regiunea de nord-vest a Pirineilor mici. În această regiune sînt prezente la suprafaţă formaţiuni cuaternare şi mio-pliocene, cu o conductibilitate

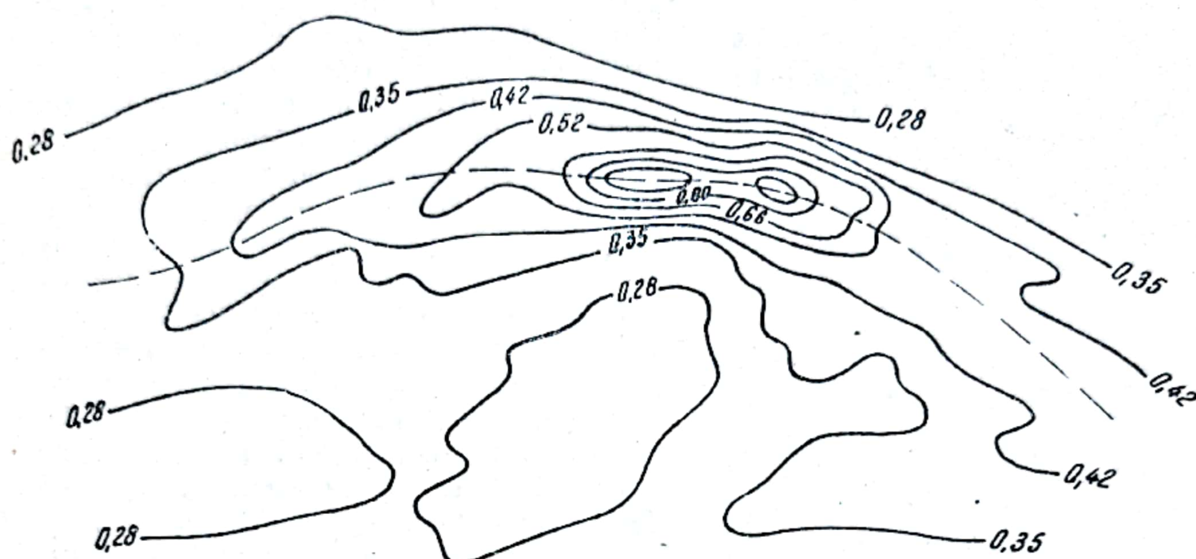


Fig. 266. Harta telurică a regiunii de NV a Pirineilor Mici, Franţa.

electrică destul de mare, care acoperă roci luteţiene şi eocene predominant calcaroase şi, de asemenea, destul de conductoare, şi care, la rîndul lor, repauzează pe roci daniene şi maestrichtiene, calcaroase şi cu rezistivitate specifică foarte mare. Fundamentul acestor roci este constituit din roci cenomaniene, jurasice şi în bază triasice, în general calcaroase şi dolomitice, de asemenea cu rezistivitatea specifică foarte mare.

Anomaliile telurice de maxim ale ariilor elipselor pun în evidenţă zonele de ridicare anticlinală a rocilor cu rezistivitate specifică mare ale cretacicului. Informaţiile telurice au fost ulterior controlate prin prospecţiuni seismometrice (reflexie) şi confirmate.

— *Anticlinalul Bucşani.* În figura 267 este

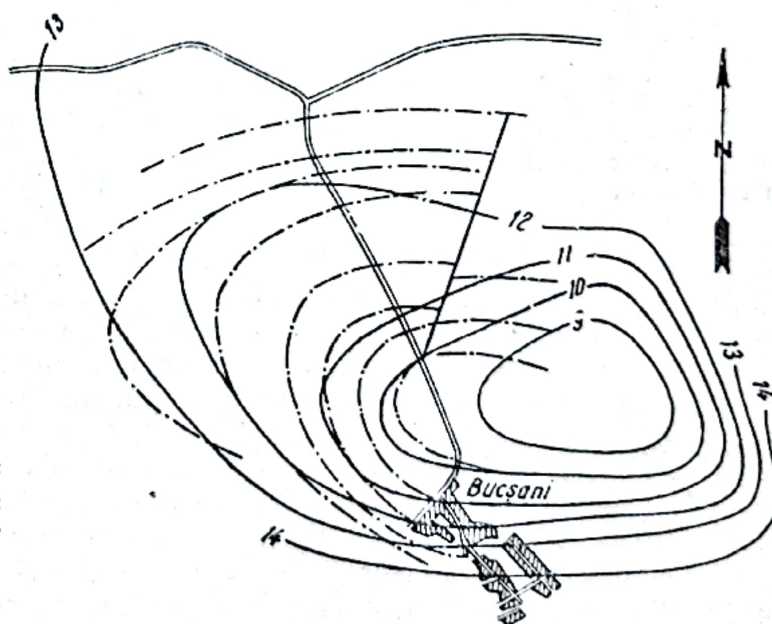


Fig. 267. Harta curbelor izoohme şi izobatele pe structura petroliferă Bucşani.

reprodusă, după Lasfargues (1957), imaginea curbelor de egală valoare a rezistivității aparentă, obținută în urma unei prospecțiuni electrometrice prin metoda profilării electrice, folosind un diapozitiv AMNB, cu o lungime a liniei de emisiune AB de 5 000 m, pe structura petroliferă Bucșani; în paralel cu acestea sînt figurate (prin linii întrerupte, cu puncte) izobatele structuii stabilite pe bază de foraje.

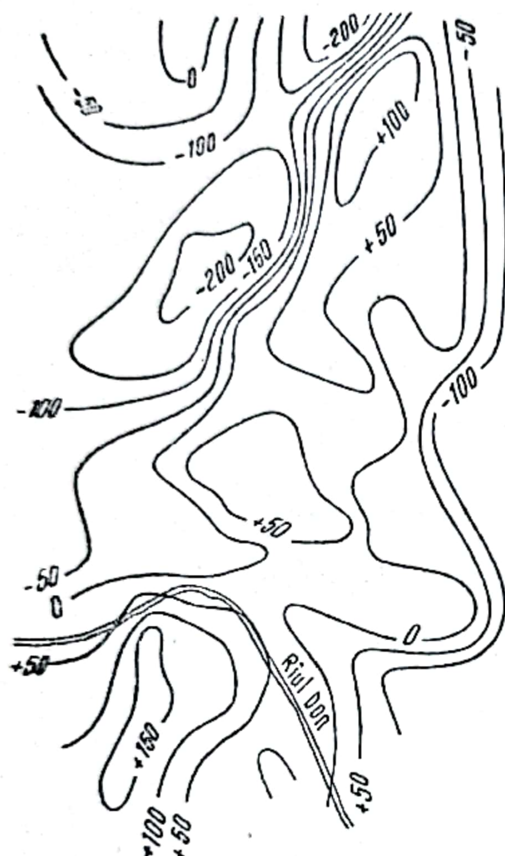


Fig. 268. Harta structurală a structurii Don Medvedițki, U.R.S.S., obținută prin metoda SEV.

Structura petroliferă Bucșani reprezintă o cută anticlinală miopliocenă, cu un diapirism incipient al sării în axul ei, acoperită de depozite cuaternare. La lungimea de 5 000 m folosită pentru linia de emisiune AB corespunde o adîncime de investigație probabilă de 1 000 → 1 250m. Coloana stratigrafică corespunzătoare cuprinde în zona de culminație a structurii depozite cuaternare (ρ_C = 100—200 Ωm), levantine (ρ_L = 15 Ω m), daciene (ρ_D = 4—8 Ω m), ponțiene (ρ_P = 4—8 Ωm) și meoțiene (ρ_M = 4 Ωm).

După cum se poate constata cu ușurință, ridicării axiale a formațiunilor mai vechi cu rezistivitate specifică mai mică îi corespunde un minim de rezistivitate aparentă. Este de asemenea de remarcat buna concordanță între imaginea izobatelor și aceea a curbelor izoohme.

— *Structura petroliferă Don Medvedițki, U.R.S.S.* În figura 268 este reprodusă, după Sorokin și colaboratori (1951), harta structurală a structurii petrolifere Don Medvedițki, situată lîngă Arceda, U.R.S.S., obținută prin metoda sondajului electric vertical.

Prospecțiunea electrometrică a stabilit cu precizie ridicarea anticlinală, cu trei culminații locale, a etajelor mediu și superior ale carboniferului, care reprezintă pentru sondajele electrice verticale stratul de bază de rezistivitate specifică mare. Este de remarcat eficiența acestei metode pentru determinarea structurilor complicate și cu înclinări destul de mari.

— *Structura petroliferă Mooves Field, S.U.A.* În figura 269 este reprodusă după Sundberg și Nordstrom[1] harta cu izobatele determinate prin metoda intensităților (curbele pline) pentru orizontul conductor, pe structura Mooves Field, Texas, S.U.A. Zona de apex a structurii nu conține date de acest gen, datorită influenței puternice a sării din sîmburele structurii, care a deranjat măsurătorile electrometrice (închisă în aria delimitată prin linia

[1] K. Sundberg et A. Nordstrom, *Quelques résultats de prospections électriques*, Congrès Internat. des Mines, de la Métallurgie et de la Géologie Appliquée, 1930.

întreruptă, cu două puncte). Pe direcția CD, izobatele indică prezența unei falii.

Rezultatele forajelor de explorare care au descoperit și existența unor niveluri cu hidrocarburi, de interes economic, au confirmat imaginea structurală furnizată pe prospecțiunea electrometrică, inclusiv existența faliei semnalate de aceasta.

— *Structură petroliferă din U.R.S.S.* În figura 270 este reprodusă, după Dahnov (1951), o hartă cu vectorii spirei, obținută prin metoda spirei și direcția stratelor calculată pe baza lor, în paralel cu date geologice, dintr-o regiune neindicată de autor din U.R.S.S. Semnificația semnelor din figură este următoarea: *1* = înclinarea stratelor pe baza datelor obținute din sondele de explorare; *2* = limitele rocilor de diferite vîrste; *3* = vectorii spirei; *4* = linii de direcție a stratelor; *6* = profiluri de rezistivitate cu AB = 2000 m; *7* = limitele rocilor cu diferite rezistivități specifice; *8* = perturbații geologice pe baza datelor prospecțiunii electrometrice prin metoda spirei; *9* = axa cutei pe baza datelor geologice.

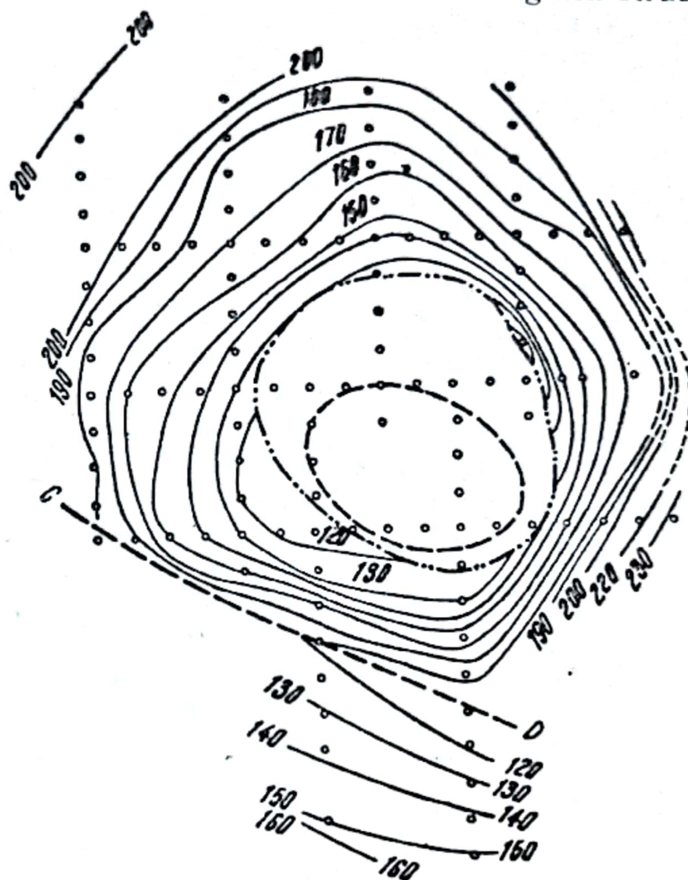


Fig. 269. Harta structurală determinată prin metoda intensităților pe structura Mooves Field, S.U.A.

Este de remarcat puterea mare de sesizare a detaliilor structurale pe care o are metoda spirei în acest caz. Prospecțiunea electrometrică prin această metodă a pus în evidență compartimentarea structurii în mai multe blocuri prin falii transversale, radiale și de flanc, precum și caracterul de semicupolă al periclinului vestic, mai ridicată decît zona centrală a structurii anticlinale. De asemenea trebuie remarcată buna concordanță între axa cutei trasată pe baza datelor geologice și datele de informație obținute prin prospecțiunea electrometrică.

b. **Structuri cu sare.** Din această categorie este prezentat doar următorul exemplu:

— Creasta anticlinală de săruri de sodiu și potasiu de la *Meyenheim, Franța.* În figura 271 este reprodus după Lasfargues (1957), harta curbelor izoohme din regiunea Meyenheim, Franța. În această regiune, sub un pachet de aluviuni se găsesc depozite oligocene conținînd un pachet de formațiune

a sării cu săruri de sodiu și potasiu. Grosimea aluviunilor renane este de 100—200 m, iar a oligocenului de aproximativ 1 000 m. Rezistivitățile specifice ale rocilor din secțiunea geologică sînt următoarele: 350 Ω m pentru aluviuni, 10—40 Ωm pentru marnele oligocene și practic infinită pentru formațiunea sării.

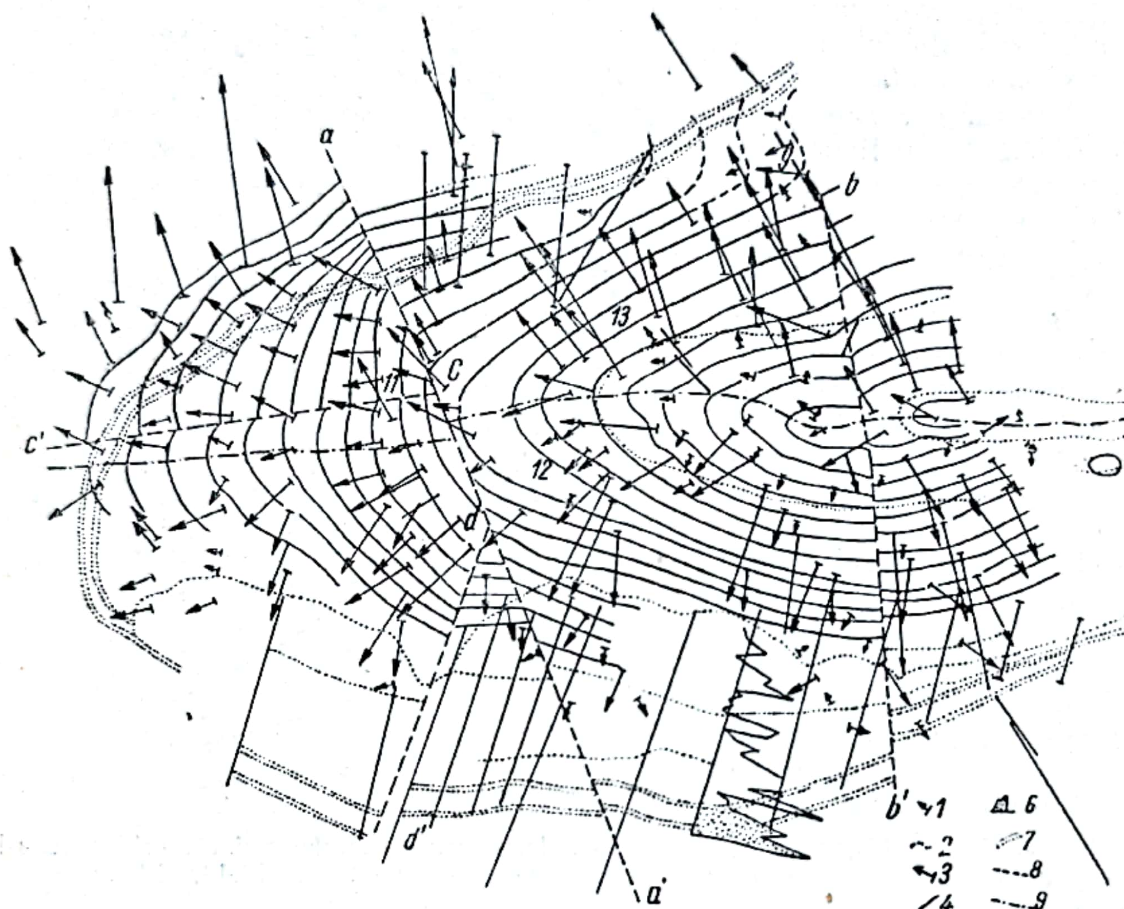


Fig. 270. Harta cu vectorii spirei și direcția stratelor, în paralel cu date geologice pentru o structură petroliferă din U.R.S.S.

Harta curbelor izoohme a fost construită prin profilare electrică, folosind un dispozitiv AMNB cu 350 m lungime a liniei de emisiune AB. Nu a fost necesară o lungime mai mare a dispozitivului, deoarece orizontul de formațiune a sării se găsește la partea superioară a oligocenului.

Explorarea prin foraje pe baza informațiilor prospecțiunii electrometrice a pus în evidență existența, sub pachetul de aluviuni renane, a unei creste anticlinale a formațiunii salifere cu conținut de săruri de sodiu și potasiu.

c. **Accidente rupturale.** Din această categorie este prezentat numai un singur exemplu:

— *Falie în cîmpia Souss, Maroc.* În regiunea cîmpiei Souss din Maroc se găsesc la suprafață sedimente argiloase de vîrstă cuaternară, care acoperă un strat rezistent reprezentat de depozite cretacice. Rezistivitatea specifică a argilelor este de 15—30 Ω m, iar a depozitelor cretacice de 60—80 Ω m.

În regiune, prezenţa unor izvoare arteziene indica existenţa apei în subsol şi a unei zone faliate.

Prospecţiunea electrometrică prin metoda SEV a condus la o imagine a fundamentului rezistent, reprezentat de sedimente cretacice, care confirmă existenţa unei zone faliate.

În figura 272 este reprodusă, după Lasfargues (1957), imaginea structurală obţinută pe această cale, în paralel cu un profil de variaţie a rezistivităţii aparente, determinată pentru lungimea liniei de emisiune AB de 3 000 m. Imaginea structurală, precum şi prezenţa apei în calcarele cretacice, a fost ulterior confirmată de foraje.

d. **Domuri de sare.** Din această categorie sînt prezentate două exemple, şi anume:

— *Regiunea domurilor de sare din Gabon, Africa ecuatorială franceză.* Figurile 273 şi 274 sînt extrase dintr-un studiu geofizic complex (gravimetric-telurometric-seismometric) efectuat de Reyre şi Vallet [1] în regiunea domurilor de sare din Gabon şi reprezintă imaginile izoariilor elipselor, obţinute în urma prospecţiunii electrometrice prin metoda curenţilor telurici în două etape: regională şi de detaliu.

Prospecţiunile complexe şi ulterior forajele de explorare au dovedit că zonele de valori maxime ale ariilor elipselor corespund unor domuri de sare.

— *Dom de sare din New Mexico, S.U.A.* În figura 275 este reprodus, după Heiland (1946), un exemplu de corelare între curbele de sondaj electric vertical şi foraje de explorare pe un dom de sare din New Mexico, S.U.A. În această regiune, acoperişul sării este constituit din gipsuri, calcare şi şisturi. Dintre toate rocile prezente, rezistivitatea specifică cea mai mică o au şisturile.

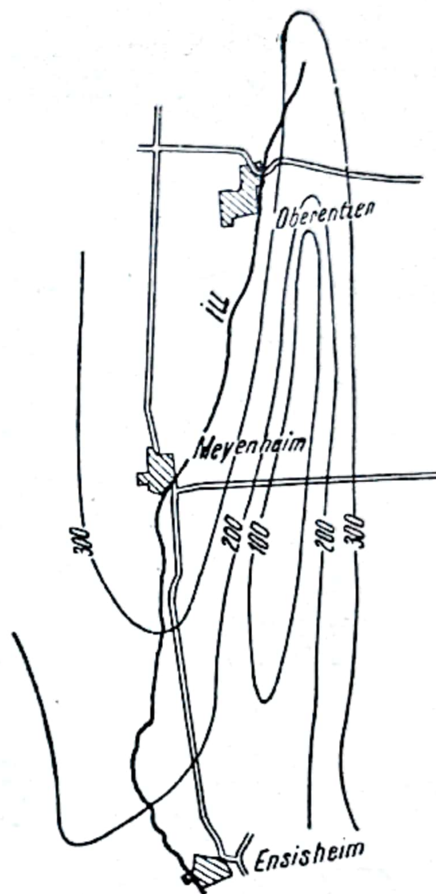


Fig. 271 Harta curbelor izoohme în regiunea Meyenheim, Franţa.

Se observă că minimele rezistivităţii aparente pe curbele SEV, corespunzătoare nivelului superior de şisturi, se pot corela foarte bine, dînd o imagine foarte apropiată de cea structurală (limita superioară a domului de sare). În schimb, sarea nu dă nici o indicaţie pe curbele SEV, datorită adîncimii mai mari la care se găseşte.

e. **Direcţia stratificaţiei.** O problemă interesantă care poate fi rezolvată în terenuri sedimentare prin prospecţiuni electrometrice, folosind metoda liniilor echipotenţiale în curent continuu, este aceea a determinării direcţiei

[1] D. Reyre et J. M. Vallet, *Étude de dômes de sel au Gabon*, Geophysical Prospecting, VI, 1, 1958.

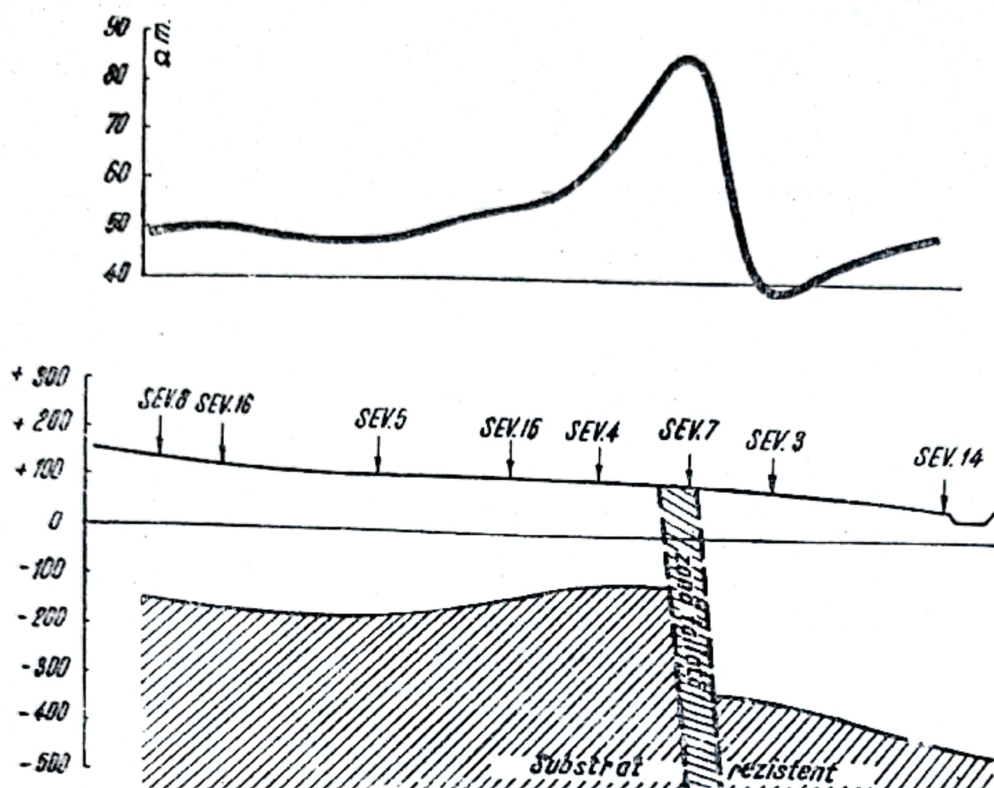


Fig. 272. Variația rezistivității aparente și soluția structurală a zonei faliate din Cîmpia Souss, Maroc.

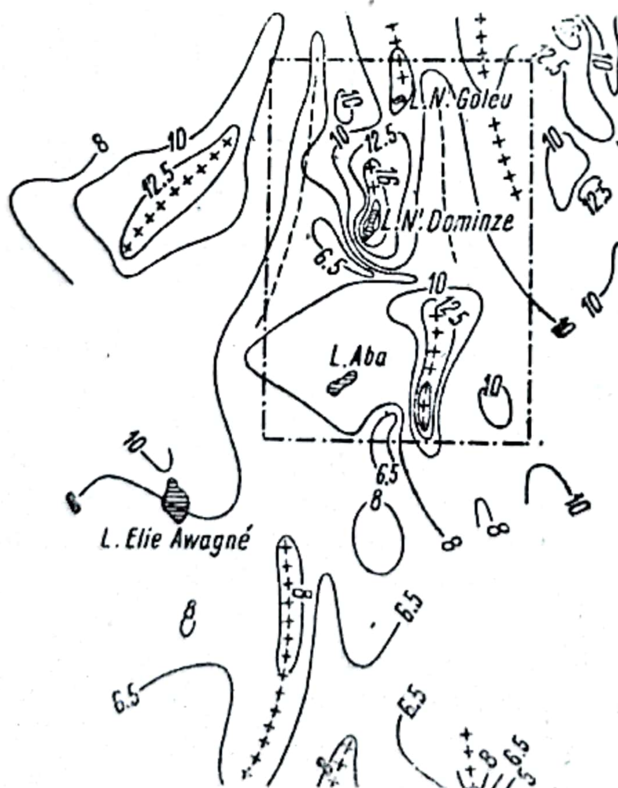


Fig. 273 Hartă telurică regională în Gabon.

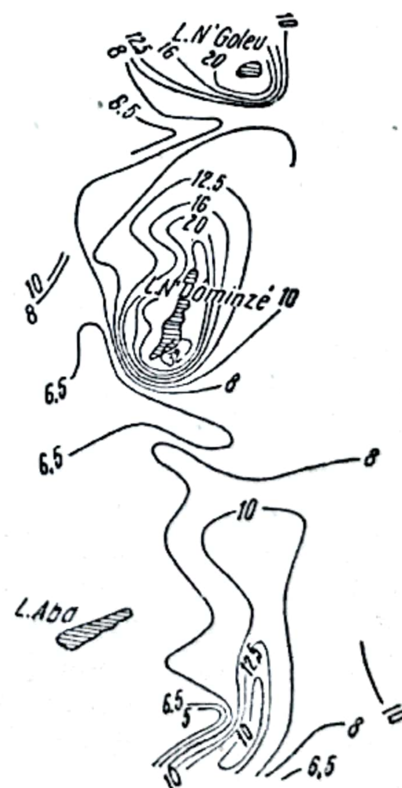


Fig. 274. Hartă telurică de detaliu în Gabon.

stratificaţiei. În cele ce urmează se dă un exemplu pentru a lămuri modul cum se aplică metoda în această problemă geologică.

— *Direcţia stratificaţiei în Kuzbass, U.R.S.S.* În figura 276 este reprodusă, după Dahnov (1951), imaginea obţinută cu prilejul cercetării direcţiei

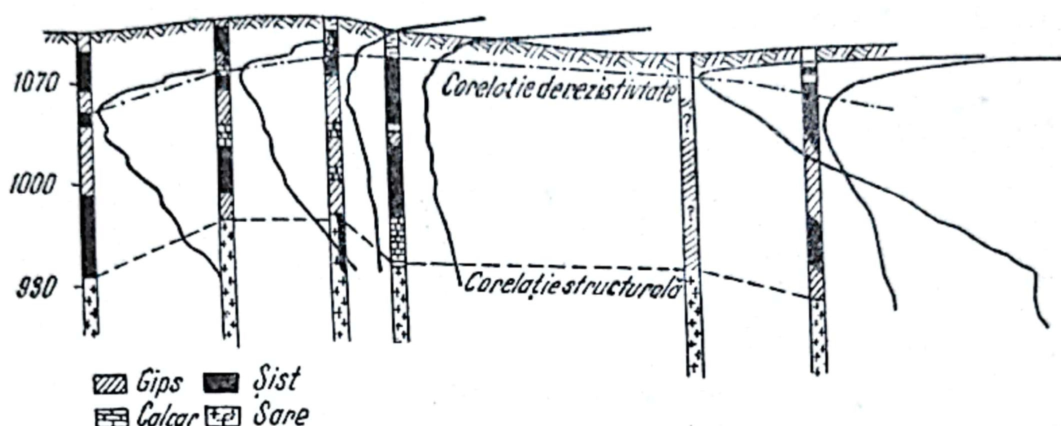


Fig. 275. Curbele SEV pe un dom de sare din New Mexico, S.U.A., în paralel cu rezultatele forajelor de explorare.

de stratificaţie prin metoda liniilor echipotenţiale la o sondă din Kuzbass, U.R.S.S. Se remarcă cu uşurinţă forma de elipsă perfectă a liniei echipotenţiale obţinută în jurul sondei, a cărei axă mare indică cu precizie direcţia de stratificaţie.

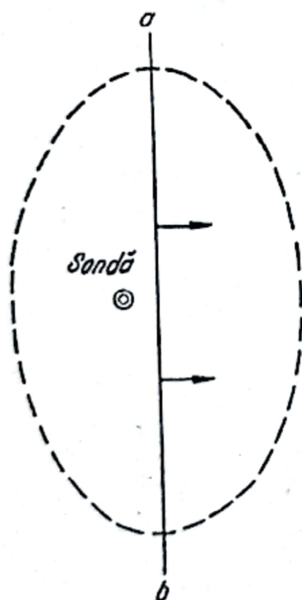


Fig. 276. Curbă echipotenţială ridicată în jurul unei sonde din Kuzbass, U.R.S.S.

f. **Zăcăminte de cărbuni.** Din această categorie se dau două exemple, şi anume:

— *Zăcămînt de antracit din U.R.S.S.* În figura 277 este reprodusă, după Dahnov (1951), harta curbelor echipotenţiale obţinută prin metoda liniilor echipotenţiale în varianta metodei corpului încărcat, în cazul unui zăcămînt de antracit din U.R.S.S. În aceeaşi figură este marcat prin haşuri şi conturul zăcămîntului

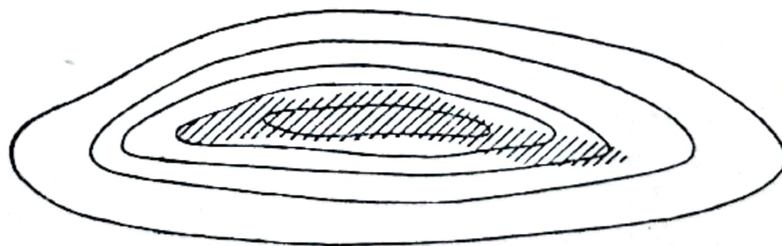


Fig. 277. Harta curbelor echipotenţiale obţinută prin metoda corpului încărcat în cazul unui zăcămînt de antracit din U.R.S.S.

de antracit. Se poate constata cu uşurinţă că liniile echipotenţiale au o formă sensibil asemănătoare conturului zăcămîntului pe care îl circumscriu cu fidelitate.

— *Zăcămînt de lignit.* În figura 278 sînt reproduse, după Heiland (1946), trei curbe de sondaj electric vertical pe un zăcămînt de lignit.

Lignitul prezintă o stratificaţie orizontală şi este acoperit de un pachet de nisipuri şi pietrişuri, în grosime de cîţiva metri pînă la cîteva zeci de metri.

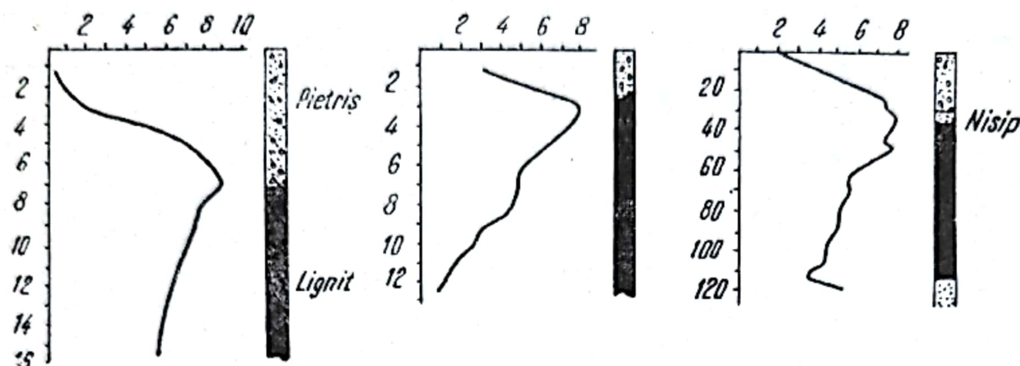


Fig. 278. Curbe SEV pe un zăcămînt de lignit.

Stratele de lignit au infiltraţii de ape mineralizate, fapt care le scade rezistivitatea specifică, în timp ce formaţiunea acoperitoare are o rezistivitate specifică mare. Se constată că limita sedimente/lignit este net marcată pe curbele SEV printr-un maxim al rezistivităţii aparente.

3.3. **Probleme de geologie economică în terenuri cristaline şi eruptive.** Din această categorie de probleme au fost rezolvate prin diferite metode de prospecţiune electrometrică următoarele, privind îndeosebi determinarea de zăcăminte de minereuri:

a. **Zăcăminte de sulfuri complexe.** Zăcămintele de sulfuri complexe reprezintă de fapt domeniul mare de aplicare al metodelor electrometrice în astfel de terenuri. Ca exemple concludente se citează următoarele:

— *Zăcămîntul de la Leadville, Australia.* În figura 279 este reprodus, după Heiland (1946), un profil indicînd variaţia potenţialului electric natural peste zăcămîntul de sulfuri de Fe, Cu, Pb şi Zn de la Leadville, Australia.

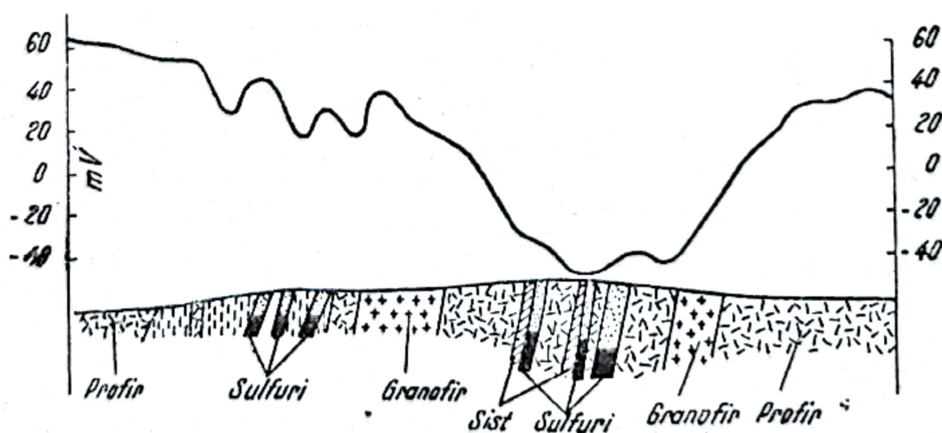


Fig. 279. Variaţia potenţialului natural deasupra zăcămîntului de sulfuri complexe de la Leadville, Australia.

Zăcămîntul este constituit din filoane aproape verticale, cuprinse în șisturi cuarțitice și roci cu epidot de tipul porfirelor și granofirelor, deasupra cărora se găsește o cuvertură subțire de roci sedimentare. Filoanele au o grosime de 3—7 m și prezintă la partea superioară o zonă de oxidație, constituind pălăria de fier cu carbonat de fier, a cărei dezvoltare în adîncime este de 30—70 m.

Anomaliile potențialului natural dau indicații prin valorile minime ale acestuia asupra zonelor mineralizate și în detaliu asupra fiecărui filon în parte.

În figura 280 este reprodusă, după Heiland (1946), o imagine reprezentînd rezultatele prospecțiunii electrometrice prin metoda inducției obținută pentru același zăcămînt. Se constată că și prin această metodă se obține o bună localizare în plan a filoanelor de sulfuri complexe.

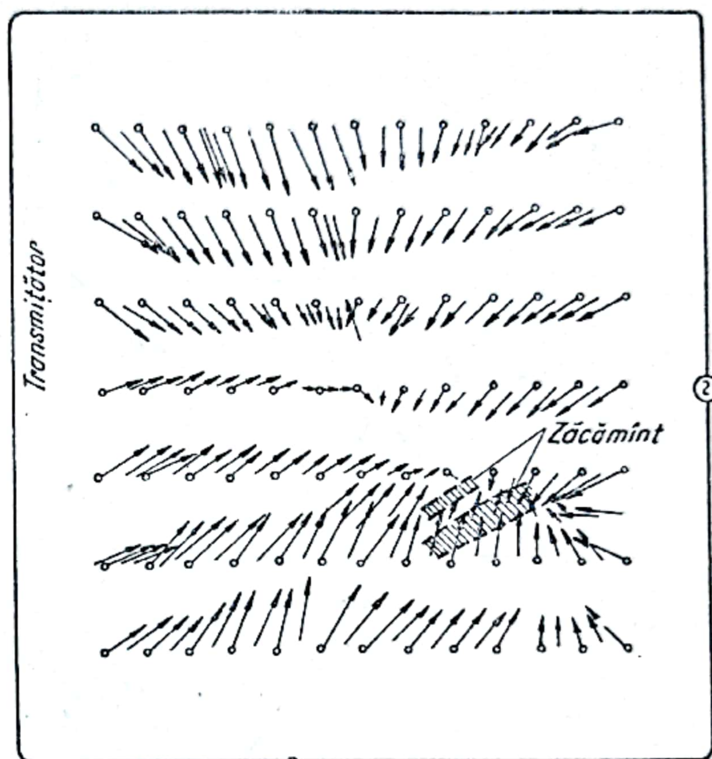


Fig. 280. Rezultatele prospecțiunii electrometrice prin metoda inducției peste zăcămîntul de la Leadville, Australia.

— *Zăcămintele din Districtul Skellefte, Suedia.* În figura 281 este reprodus, după Šumi [1], un profil reprezentînd datele prospecțiunii prin metoda potențialului provocat și prin metoda profilării electrice peste unul din zăcămintele de sulfuri complexe din Districtul Skellefte, Suedia.

Zăcămintele sînt constituite din corpi de pirită fin granulată, cu conținut și de alte sulfuri metalice, interstratificați în porfire cuarțifere și avînd o înclinare mare; la suprafață, zăcămîntul este acoperit de un pachet de pietrișuri glaciale, în grosime de cîțiva metri.

Pentru prospecțiune a fost folosit un dispozitiv AMNB de tip Wenner, cu $l = 40$ m, deplasat pe un profil cu cîte 20 m. La acest zăcămînt se constată un minim al variației rezistivității aparente (deoarece zăcămîntul este conductor) și un maxim intens al parametrului de potențial provocat (datorită diseminării piritei cu o granulație fină).

[1]) F. Šumi, *Geophysical exploration in mining by induced polarisation*, Geophysical Prospecting, VII, 3, 1959.

În figura 282 este reprodusă, după H. Hedstrom [1], o hartă cu curbe de egală valoare a diferenței de fază, determinată prin metoda TURAM, peste unul din zăcămintele din aceeași regiune.

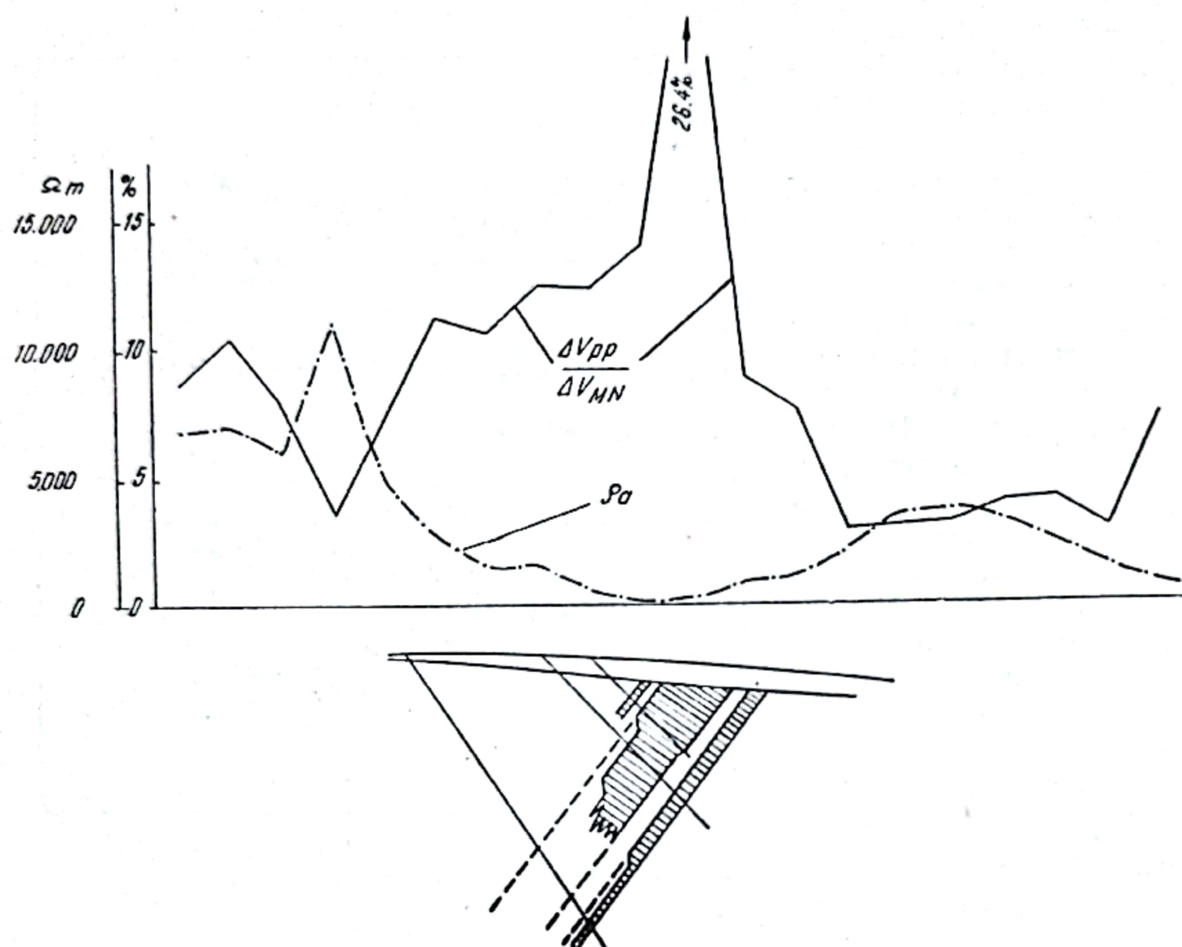


Fig. 281. Variația rezistivității aparente și a parametrului de potențial provocat peste unul din zăcămintele din Districtul Skellefte, Suedia.

După explorarea prin șanțuri (marcate pe figură) s-a constatat că anomalia de minim a diferenței de fază este produsă de unul din corpurile de sulfuri complexe, cu un conținut important de Fe, Zn, Pb și Ag.

În sfîrșit, în figura 283 este reprodus, după un prospect al firmei ABEM [2], un exemplu de aplicare al unei alte metode de prospecțiune electrometrică în aceeași regiune, și anume a metodei SLINGRAM. În paralel cu anomaliile SLINGRAM este figurată și secțiunea geologică stabilită pe baza a două foraje, avînd marcate zonele mineralizate și procentul de mineralizație. Pe figură, anomaliile componentelor în fază sînt marcate prin linii pline și a celor în cuadratură prin linii întrerupte. Măsurătorile au fost efectuate cu

---

[1] H. Hedstrom, *Phase measurements in electrical prospecting*, AIMME, Technica Publication Nr. 827-L50, 1937.
[2] — *Slingram method*, ABEM, Stockholm-Sweden, 1957.

distanțe de 20 și 40 m între cadre și frecvența de 500 și 1 500 cicli/s. Se poate observa că apar două anomalii, mai intense pentru distanța de 20 m între cadre și frecvența de 500 cicli/s, care marchează prezența în adîncime a celor doi corpi mineralizați, stabiliți ulterior prin foraje.

— *Zăcămînt indicat de anomalia potențialului natural.* În figura 284 este reprodus, un profil din care reiese variația potențialului natural asupra unui zăcămînt lenticular de pirită cupriferă.

După cum se poate remarca, anomalia potențialului natural caracterizată printr-un minim care depășește 100 mV marchează cu fidelitate prezența acestui zăcămînt în subsol.

— *Cîmpul minier Buchans, Terra Nova.* Rezultate deosebit de interesante au fost obținute prin metoda liniilor echipotențiale în cîmpul minier Buchans din Terra Nova. Zăcămintele sînt de formă lenticulară și au conținut de 1,4% Cu, 7,65% Pb, 17,85% Zn, 0,33 g/t Au și 3,25 g/t Ag. Ele se găsesc în zona de contact a depozitelor arhaice cu porfirite și tufuri.

În figura 285 sînt reproduse, după Sundberg și Nordstrom [1], cîteva profiluri, din care se poate constata morfologia curbelor de variație a potențialului electric deasupra unor diferite forme de corpi mineralizați, forme cunoscute pe baza forajelor de explorare executate în urma prospecțiunii electrometrice.

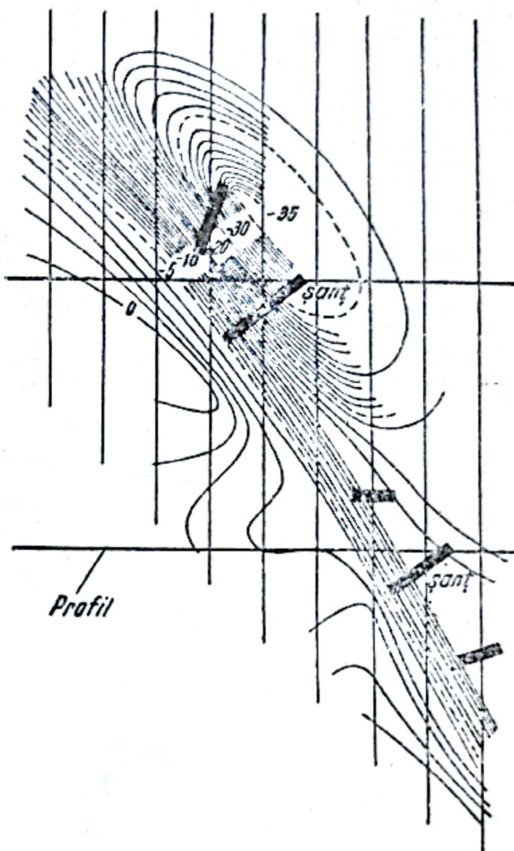


Fig. 282. Anomalia diferenței de fază deasupra unuia din zăcămintele din Districtul Skellefte, Suedia.

— *Zăcămîntul de la Novo-Levinsk, Ural, U.R.S.S.* În figura 286 reproducem, după Iakubovski și Liahov (1956), imaginea distribuției liniilor echipotențiale în curent alternativ, în paralel cu caracteristicile structurii geologice pentru zăcămîntul Novo-Levinsk din Ural, U.R.S.S.

Zăcămîntul este constituit din corpuri mineralizate *4*, situate la contactul dintre șisturi sericito-cuarțitice *2*, cu o zonă de impregnații difuze de sulfuri *3* și albitofire *1*. Liniile echipotențiale *6* prin dispersarea lor indică în mod evident zonele în care sînt prezente corpurile mineralizate.

În figura 286 este indicat dispozitivul de introducere a curentului alternativ în subsol, cu cei doi electrozi liniari de curent *5* legați la o sursă de curent alternativ.

[1] K. Sundberg et A. Nordstrom, *Quelques résultats de prospections électriques*, Congrès Internat. des Mines, de la Métalurgie et de la Géologie appliquée, Liège, 1930

— *Zăcămintele din regiunea Quebec, Canada.* În figura 287 este reprodusă, după Bergmann [1], o hartă cu rezultatele prospecțiunii electrometrice prin

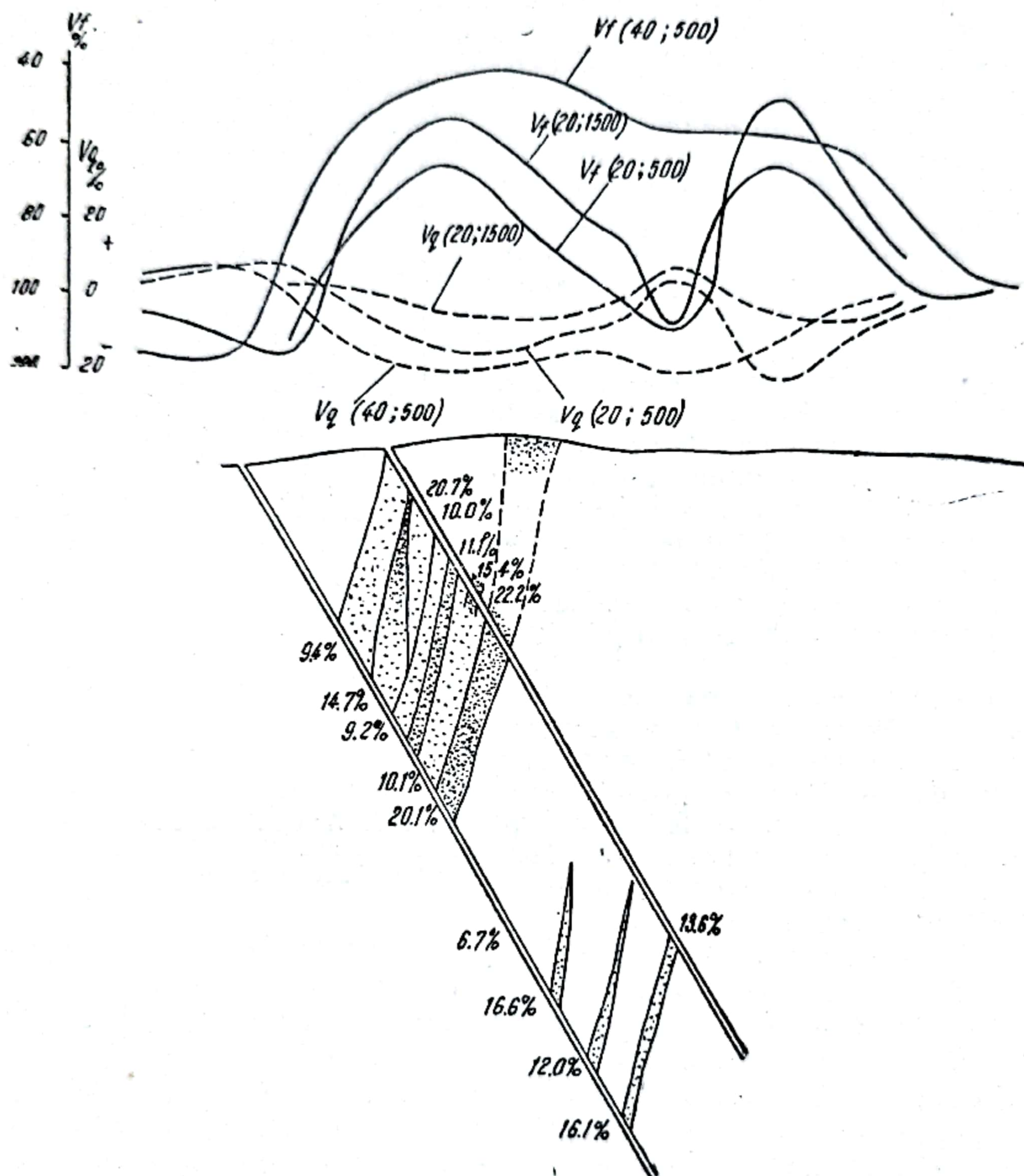


Fig. 283. Anomalii SLINGRAM deasupra unui zăcămînt din Districtul Skellefte, Suedia

metoda RONKA, deasupra unui zăcămînt de sulfuri complexe cu conținut de Au și Ag din regiunea Quebec, Canada.

[1] H. J. Bergmann, *The use of the RONKA horizontal loop equipment in ground electromagnetic surveys*, Annual Meeting of the Canada Institute of Mining and Metallurgy, 1959

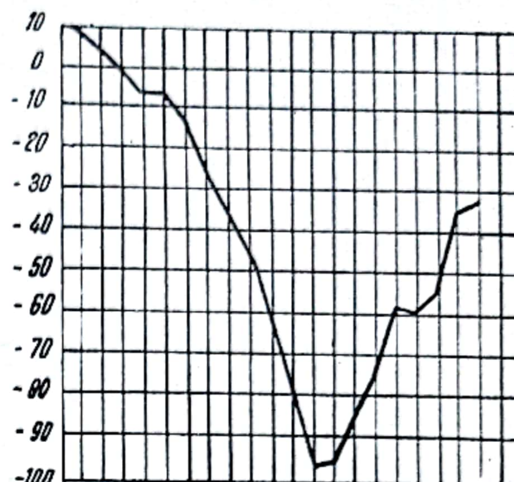


Fig. 284. Variaţia potenţialului natural deasupra unui zăcămînt

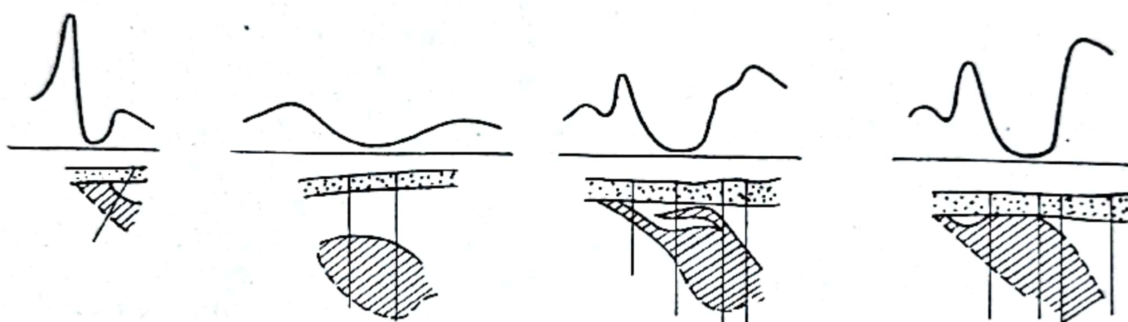


Fig. 285. Variaţia potenţialului electric deasupra unor corpi mineralizaţi din cîmpul minier Buchans, Terra-Nova.

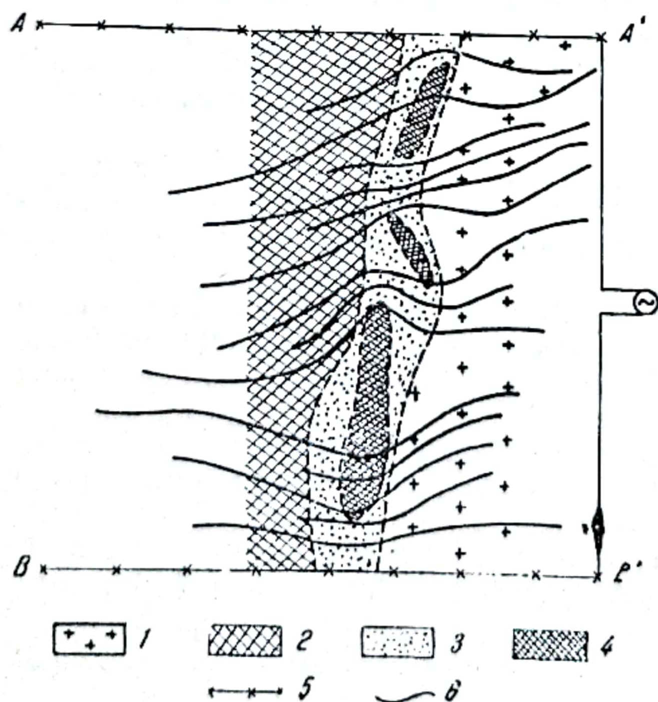


Fig. 286. Imaginea distribuţiei liniilor echipotenţiale deasupra zăcămîntului de la Novo-Levinsk, U.R.S.S.

Zăcămîntul este lenticular, cantonat în roci vulcanice acoperite de depozite cuaternare și are un conținut de 2,25% Cu, 3,92% Zn, 1,21 g/t Ag și 0,016 g/t. Au. După cum se poate remarca, variația procentuală a componentei în fază (curba plină) și în cuadratură (curba întreruptă) cu curentul primar delimitează sugestiv lentila mineralizată. După efectuarea prospecțiunii, explorarea prin 15 foraje a anomaliei electrometrice a conturat cu precizie zăcămîntul.

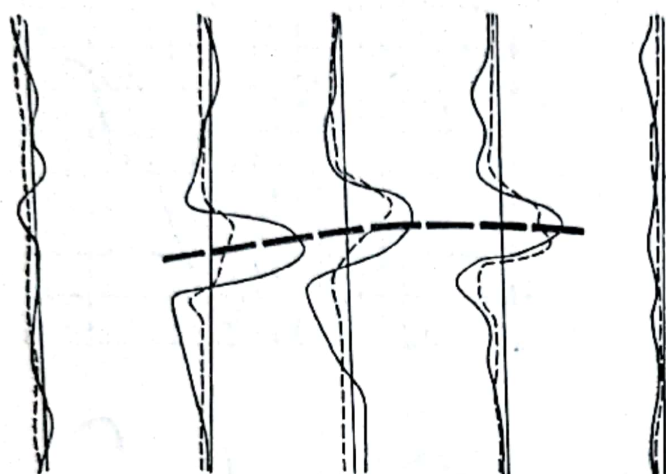


Fig. 287. Anomalii RONKA deasupra unui zăcămînt de sulfuri complexe din regiunea Quebec, Canada.

b. **Zăcăminte de mercur.** Încercările de aplicare a metodelor electrometrice de cercetare a zăcămintelor de mercur au fost încununate de succes în unele cazuri. Vom exemplifica aceasta în cele ce urmează:

— *Zăcămîntul de cinabru de la Idrija, R.S.F. Iugoslavia.* În figura 288 reproducem, după Šumi[1], rezultatele obținute la un orizont din Mina Idrija prin metoda potențialului provocat. Mina Idrija exploatează un zăcămînt constituit din corpuri de cinabru fin diseminat în roci dolomitice, corpurile avînd un conținut mediu de circa 0,5% Hg. Prospecțiunea a fost executată cu un dispozitiv AMNB de tip Wenner, cu $l = 5$ m. Cele două mărimi determinate, rezistivitatea aparentă și parametrul de potențial provocat au indicat prin maxime și minime poziția corpilor mineralizați. După cum se poate remarca, eficiența mai mare aparține indicațiilor date de parametrul de potențial provocat.

c. **Zăcăminte de aur.** Și în legătură cu descoperirea de zăcăminte de aur au fost făcute cîteva încercări care au avut succes. Dintre acestea se citează un singur caz, și anume:

— *Zăcăminte filoniene de cuarț aurifer în Georgia, S.U.A.* În figura 289 este reprodusă, după Lasfargues (1957), imaginea variației raportului căderilor de potențial înregistrată deasupra unor filoane de cuarț aurifer din Georgia, S.U.A.

Filoanele de cuarț aurifer au o rezistivitate specifică mare în raport cu rocile în care se găsesc, reprezentate de gneisse și șisturi precambriene foarte alterate la suprafață. Filoanele cu grosimi care variază de la cîțiva centimetri pînă la 2 m.

După cum se poate remarca, prezența filoanelor în subsol este remarcată de variații în valoarea raportului căderilor de potențial, cu oscilații peste și sub valoarea medie de 1.

d. **Probleme de geologie tehnică.** Prospecțiunea electrometrică are aplicații importante în anumite probleme de geologie tehnică, în special pentru

---

[1] F. Šumi, *Geophysical exploration in mining by induced polarisation*, Geophysical Prospecting, VII, 3, 1959.

studiul fundamentului în zonele în care se proiectează construcții industriale mari. Pentru exemplificare se citează în cele ce urmează:

— *Studiul amplasamentului optim al barajului de la Oued-El-Lil, Tunisia.* În figura 290 reproducem, după Lasfargues (1957), un interesant exemplu

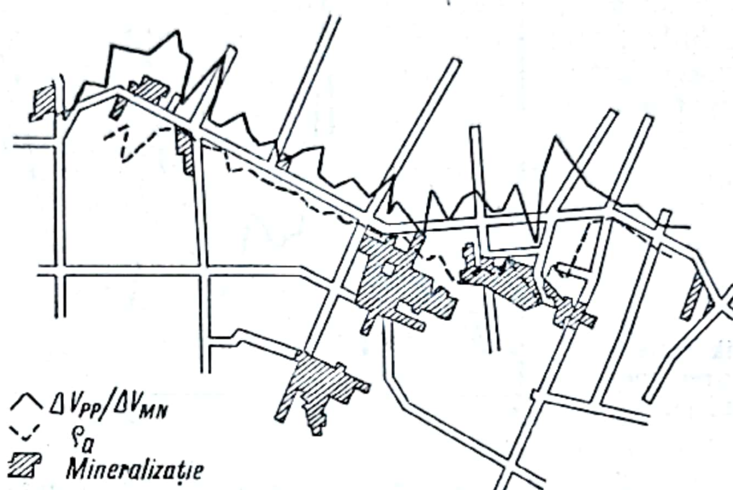


Fig. 288. Variația rezistivității aparente și a parametrului de potențial provocat în Mina Idrija, R.P.F. Iugoslavia.

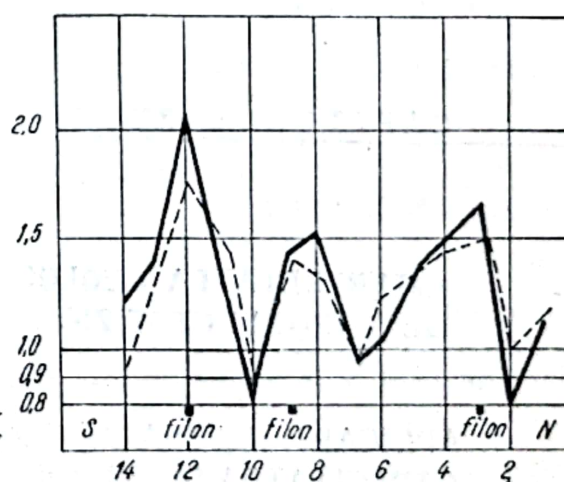


Fig. 289. Variația raportului căderilor de potențial deasupra unor filoane de cuarț aurifer din Georgia, S.U.A.

de rezolvare prin metoda profilării electrice a unei probleme de geologie tehnică. Este vorba de stabilirea naturii fundamentului (gresii sau marne?) în regiunea respectivă, pentru amplasarea unui baraj.

Variaţia rezistivităţii aparente a fost stabilită cu un dispozitiv AMNB, cu o lungime de 200 m a liniei de emisiune AB. Cercetarea electrometrică a diferenţiat net zonele de gresii din fundament (ρ_g = 100 Ω m), marcate

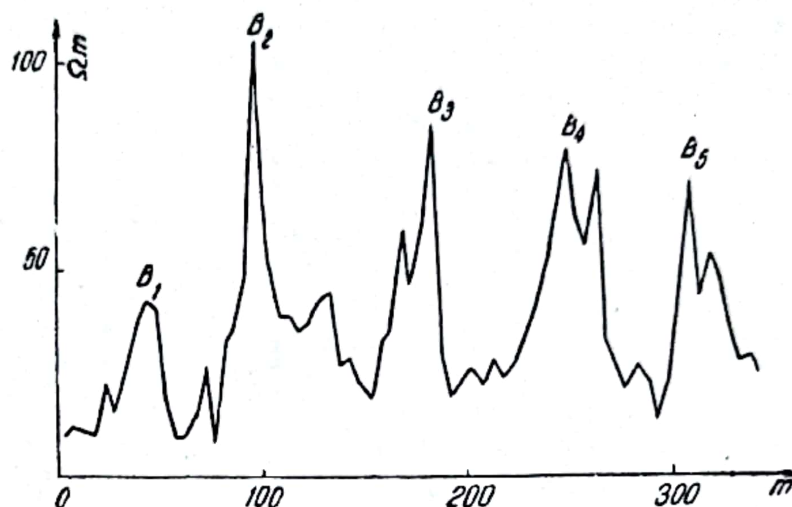


Fig. 290. Variaţia rezistivităţii aparente în regiunea Oued-El-Lil, Tunisia.

în figura 290 prin maximele B_1, B_2, B_3, B_4 şi B_5, de zonele de marne din fundament (ρ_m = 10 — 20 Ω m), permiţînd amplasarea barajului proiectat în condiţii optime.

CAPITOLUL XXXIX

INTERPRETAREA GEOLOGICĂ A DIAGRAMELOR DE CAROTAJ GEOFIZIC

1. APLICABILITATEA METODELOR GEOFIZICE DE CAROTAJ. CAPACITATEA DE REZOLVARE A PROBLEMELOR GEOLOGICE

Aplicabilitatea metodelor geofizice de carotaj se bazează pe reflectarea diferenţiată a diverselor tipuri de roci sau substanţe minerale utile în diferitele mărimi fizice folosite la aceste metode. Ca şi în cazul metodelor geofizice de prospecţiune, această reflectare diferenţiată este condiţionată de existenţa unor contraste de proprietăţi fizice (rezistivitate specifică, con-

ţinut în elemente radioactive, porozitate, conductibilitate termică etc.), pe care le realizează între ele diversele pachete de roci în subsol. Este de precizat că cu cît aceste contraste de proprietăţi fizice vor fi mai mari în valoare, cu atît diferenţierea pachetelor de roci în anomalii cu caracteristici diferite va fi mai netă. Spre deosebire însă de metodele geofizice de prospecţiune, măsurătorile se efectuează chiar în gaura de sondă, deci în imediata vecinătate a obiectelor geologice, şi distanţa (echivalentă la metodele de prospecţiune cu „adîncimea") intervine cu o influenţă mai mică, fiind aproape aceeaşi. Influenţa variaţiilor diametrului găurii de sondă se face resimţită totuşi puternic asupra rezultatelor carotajului radioactiv, şi în parte şi asupra celui electric (rezistivitatea aparentă). De asemenea, prezenţa în gaura de sondă a fluidului de foraj intervine uneori la unele metode de carotaj prin proprietăţile lui fizice diferite de cele corespunzătoare rocilor care constituie secţiunea geologică. Aceste condiţii specifice aplicării metodelor geofizice de carotaj fac ca reflectarea diverselor pachete de roci traversate de gaura de sondă să fie foarte diferită în funcţie de mărimea fizică folosită, caracteristicile litologice locale şi natura fluidului de foraj folosit.

Natura oferă condiţii variate aplicării metodelor de carotaj geofizic. Unele trăsături specifice cu caracter general, ale reflectării diferitelor tipuri de roci sau substanţe minerale utile în anomalii ale mărimilor fizice folosite există totuşi. În cele ce urmează sînt trecute în revistă, după Dahnov (1961), caracteristicile diferitelor mărimi fizice pentru principalele tipuri de roci şi substanţe minerale utile prezente în mod obişnuit în găurile de sondă.

Argile. Acest tip de roci se caracterizează prin:

— valori mici (1 — 10 Ω m, excepţional 20 — 30 Ω m) a rezistivităţii aparente ρ_a;

— anomalii pozitive ale potenţialului natural *PN* atunci cînd noroiul de foraj este mai puţin sărat ca apele din stratificaţie şi anomalii negative invers;

— valori mici ale potenţialului provocat V_{pp}; cu creşterea conţinutului în nisip al argilelor, valorile acestui potenţial cresc;

— valori mari ale intensităţii radiaţiei γ naturale;

— valori mici ale intensităţii radiaţiei n-γ;

— anomalii pozitive ale temperaturii t atunci cînd temperatura noroiului de foraj este mai mare ca a argilelor şi negative invers.

Şisturi argiloase. Acest tip de roci se caracterizează prin:

— valori mai mari ca la argile (5 — 30 Ω m) a rezistivităţii aparente ρ_a;

— anomalii pozitive ale potenţialului natural *PN* atunci cînd noroiul de foraj este mai puţin sărat decît apele din stratificaţie şi prin anomalii negative invers;

— valori mari ale intensităţii radiaţiei γ naturale;

— valori mici ale intensităţii radiaţiei n-γ;

— anomalii pozitive ale temperaturii t atunci cînd temperatura noroiului de foraj este mai mare ca a şisturilor argiloase şi negative invers; intensitatea lor este însă mai mică decît în cazul argilelor.

Marne. Acest tip de roci se caracterizează prin:

— valori variate (de la cîteva unităţi la cîteva mii de Ωm) a rezistivităţii aparente ρ_a;

— anomalii pozitive ale potențialului natural *PN* atunci cînd noroiul de foraj este mai puțin sărat decît apele din stratificație și prin anomalii negative invers. Atunci cînd marnele se găsesc între strate de nisipuri sau calcare, anomaliile potențialului natural sînt pozitive; atunci cînd se găsesc între strate de argile, pot fi pozitive, cu intensitate mică, nule sau chiar negative, cu intensitate mică;

— valori mari ale intensității radiației γ naturale; valori mai puțin intense la marnele dolomitizate;

— valori mici ale intensității radiației n-γ;

— anomalii negative de intensitate mică ale temperaturii t atunci cînd marnele se găsesc între strate de argile; anomalii pozitive de intensitate mică, nule sau chiar negative de intensitate mică, atunci cînd marnele se găsesc între strate de gresii sau calcare.

Nisipuri. Acest tip de roci se caracterizează prin:

— valori variate (de la zero la cîteva mii de Ω m a rezistivității aparente ρ_a;

— anomalii negative de intensitate mare ale potențialului natural *PN* atunci cînd noroiul de foraj este mai puțin sărat decît apele din stratificație și dacă nisipurile se găsesc între strate de argile; anomalii pozitive sau negative de intensitate mică atunci cînd nisipurile se găsesc între strate de roci carbonate;

— valori mari ale intensității potențialului provocat V_{pp};

— valori foarte mici ale intensității radiației γ naturale; în nisipuri și gresii petrolifere uneori valori mari ale intensității acestei radiații;

— valori mici ale intensității radiației n-γ la nisipuri acvifere și petrolifere; ceva mai mari la nisipurile gazeifere sau saturate cu ape puternic mineralizate;

— anomalii negative ale temperaturii t atunci cînd temperatura noroiului de foraj este mai mare ca a nisipurilor și cînd acestea se găsesc între strate de argile, șisturi argiloase sau marne; anomalii pozitive atunci cînd temperatura noroiului de foraj este mai mică decît a nisipurilor.

Gresii. Acest tip de roci se caracterizează prin:

— valori variate (de la zero la cîteva mii de Ω m) a rezistivității aparente ρ_a;

— anomalii negative ale potențialului natural *PN* atunci cînd gresiile sînt cuprinse între strate de argile și cînd noroiul de foraj este mai puțin sărat decît apele din stratificație;

— valori mari ale intensității potențialului provocat V_{pp};

— valori ale intensității radiației γ naturale mai mari ca la nisipuri, dar mai mici ca la argile;

— valori mari ale intensității radiației n-γ;

— anomalii negative ale temperaturii t atunci cînd temperatura noroiului de foraj este mai mare ca a gresiilor și cînd acestea se găsesc între strate de argile, șisturi argiloase sau marne; anomalii pozitive atunci cînd temperatura noroiului de foraj este mai mică decît a gresiilor.

Conglomerate și pietrișuri. Acest tip de roci se caracterizează prin:

— valori variate (de la cîteva unități la cîteva mii de Ω m) a rezistivității aparente ρ_a;

— anomalii negative de intensitate mică sau nule ale potențialului natural *PN*;
— valori variate în limite foarte mari ale intensității radiației γ naturale, în general însă mai mici ca la argile;
— valori variate în limite mari ale intensității radiației n-γ;
— anomalii negative ale temperaturii t dacă temperatura noroiului de foraj este mai mare ca a conglomeratelor sau a pietrișurilor.

Roci carbonatate (calcare și dolomite). Aceste tipuri de roci se caracterizează prin:
— valori în general mari (de la cîteva unități la cîteva zeci de mii de Ω m), a rezistivității aparente ρ_a;
— anomalii negative ale potențialului natural *PN* atunci cînd pachetele de roci carbonatate se găsesc între strate de argile sau marne;
— valori mari ale intensității potențialului provocat V_{pp};
— valori mici ale intensității radiației γ naturale; (atunci cînd pachetele de roci carbonatate se găsesc între strate de argile produc anomalii negative);
— valori mari ale intensității radiației n-γ; dacă rocile carbonatate sînt cavernoase și cu porozitate mare, intensitatea acestei radiații scade;
— anomalii negative ale temperaturii t atunci cînd pachetele de roci carbonatate se găsesc între strate de argile și cînd temperatura noroiului de foraj este mai mare decît a rocilor carbonatate.

Depozite hidrochimice (sare gemă, săruri de potasiu, gips, anhidrit). Aceste tipuri de roci se caracterizează prin:
— valori foarte mari (pînă la cîteva sute de mii de Ωm) a rezistivității aparente ρ_a;
— anomalii comparabile cu acelea produse de argile ale potențialului natural *PN*, însă de intensitate mai mică;
— valori foarte mici ale intensității radiației γ naturale, cu excepția celor care conțin K_{19}^{40} și pentru care intensitatea acestei radiații atinge valori mari;
— valori mici ale intensității radiației n-γ la gips; valori mari la anhidrit, sare gemă și săruri de potasiu și magneziu;
— anomalii negative ale temperaturii t.

Roci eruptive. Aceste tipuri de roci se caracterizează prin:
— valori mari ale rezistivității aparente ρ_a; fac excepție cele care conțin procente mai ridicate de minerale de tipul oxizilor sau sulfurilor;
— anomalii pozitive ale potențialului natural *PN* în dreptul zonelor intens mineralizate cu sulfuri; negative în dreptul zonelor fisurate sau alterate;
— valori ridicate ale intensității potențialului provocat V_{pp}, îndeosebi la cele cu conținut de sulfuri;
— valori mari ale intensității radiației γ naturale la rocile acide; mai mici la cele intermediare și bazice;
— valori mari ale intensității radiației n-γ;
— anomalii negative ale temperaturii t la rocile cu conținut de magnetită sau sulfuri; anomalii pozitive la serpentine, roci fisurate sau alterate etc.

Petrol. Prezența petrolului în stratele colectoare se caracterizează prin:
— valori mari sau mijlocii a rezistivității aparente ρ_a;
— valori negative, uneori apropiate de zero a potențialului natural *PN*;

— valori mijlocii ale intensității potențialului provocat V_{pp}, care descresc cu creșterea granulației rocii colectoare;

— valori mici ale intensității radiației γ naturale;

— valori mici ale intensității radiației n-γ;

— anomalii negative ale temperaturii t.

Gaze naturale. Prezența gazelor naturale în stratele colectoare se caracterizează prin:

— valori mijlocii sau mari a rezistivității aparente ρ_a;

— valori negative sau în jur de zero ale potențialului natural PN;

— valori mijlocii ale intensității potențialului provocat V_{pp}, care descresc cu creșterea granulației rocii colectoare;

— valori mici ale intensității radiației γ naturale;

— valori mari ale intensității radiației n-γ;

— anomalii negative, uneori pozitive ale temperaturii t;

Cărbuni. Prezența stratelor de cărbuni se caracterizează prin:

— valori foarte mici ale rezistivității aparente ρ_a la antracit și cărbuni bruni; la cărbuni bituminoși valori foarte mari (pînă la 10 000 Ωm);

— valori pozitive ale potențialului natural PN la antracit și semiantracite; negative la cărbuni bruni;

— valori variate ale intensității potențialului provocat V_{pp}, care descresc cu scăderea încărbunării; valori maxime la antracit, minime la cărbuni bruni;

— valori mici ale intensității radiației naturale γ; valori mari la cărbunii argiloși, șisturi cărbunoase și grafitoase;

— anomalii pozitive ale temperaturii t.

Minereuri metalifere. Prezența corpilor minerali cu minereuri metalifere se caracterizează prin:

— valori mici ale rezistivității aparente ρ_a;

— valori pozitive ale potențialului natural PN; la adîncimi mari pot fi negative;

— valori foarte mari ale intensității potențialului provocat V_{pp}, îndeosebi la minereurile de sulfuri;

— valori diferite ale intensității radiației γ naturale după natura minereului; valori foarte mari la mineralele de uraniu și toriu.

Acesta este tabloul general al caracteristicilor reflectării în diversele mărimi fizice, folosite la metodele geofizice de carotaj, a diferitelor tipuri de roci sau substanțe minerale utile. Este clar că aceste caracteristici se referă la rocile omogene de tipul respectiv și că variații locale de facies, prezența intercalațiilor etc., vor modifica sensibil caracteristicile așa cum au fost prezentate mai sus. De aceea, cele de mai sus trebuie privite cu oarecare rezerve, fiind posibil ca local, în anumite condițiuni specifice, ele să nu fie satisfăcute.

Pentru a preciza mai intuitiv modul cum are loc reflectarea diferențiată a diverselor tipuri de roci sau substanțe minerale utile în diferitele mărimi

fizice, folosite la metodele de carotaj geofizic, au fost reproduse în figura 291, după Dahnov (1961), diagramele-tip pentru cîteva tipuri de roci. Semnificația coloanei stratigrafice este următoarea: *12* = argile; *13* = nisipuri; *14* = gresii; *15* = marne; *16* = calcare compacte; *17* = calcare poroase, fisurate și cavernoase; *18* = gipsuri; *19* = anhidrite; *20* = gaze; *21* = petrol. Din această figură, în care sînt sintetizate caracteristicile reflectării așa cum au fost detaliate mai sus, reiese în mod clar posibilitatea de diferențiere în anomalii a diverselor tipuri de roci și de separare a pachetelor de roci diferite pe baza diagramelor de carotaj geofizic.

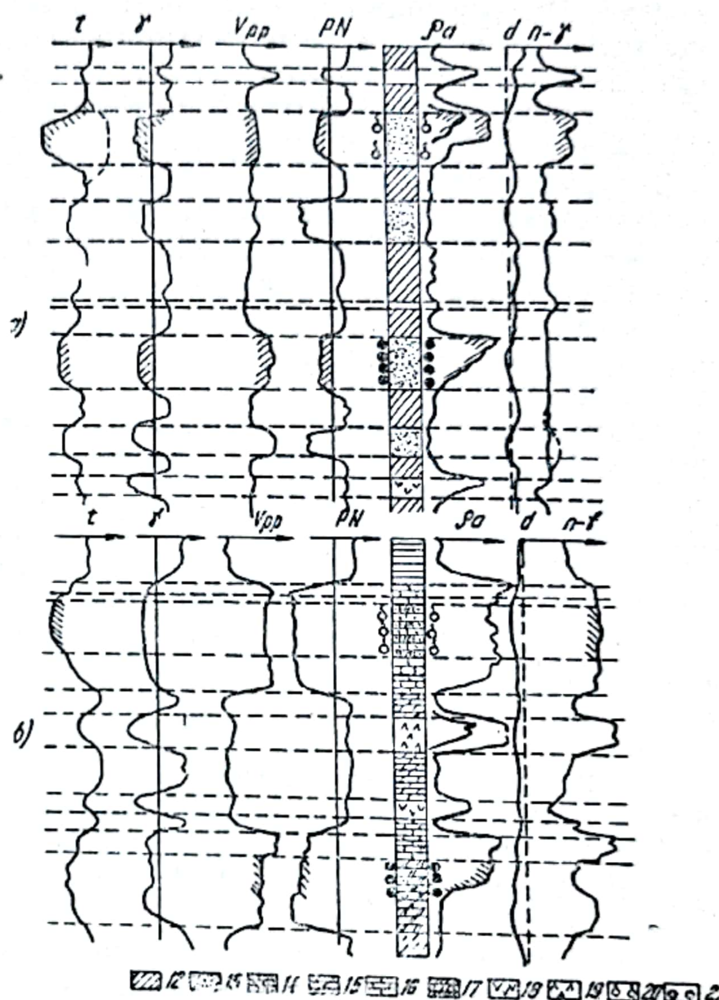


Fig. 291. Aspectul anomaliilor mărimilor fizice folosite în metodele de carotaj geofizic, în dreptul unor strate de diverse tipuri de roci și a unor strate petrolifere și gazeifere.

Metodele geofizice de carotaj funcționează cu succes în terenurile sedimentare și îndeosebi pentru localizarea în găurile de sondă a stratelor purtătoare de petrol sau gaze naturale; în ultimii 15 ani, ele au fost extinse cu suficient succes și la localizarea stratelor de cărbuni și chiar a unor zăcăminte metalifere.

2. PRINCIPALELE PROBLEME GEOLOGICE REZOLVABILE PRIN METODELE DE CAROTAJ GEOFIZIC

Aplicațiile metodelor geofizice de carotaj în problemele geologice sînt multiple și variate. În cele ce urmează se dau cîteva indicații asupra naturii problemelor geologice celor mai importante, care sînt rezolvabile cu ajutorul metodelor de carotaj geofizic. Acestea sînt:

2.1. **Determinarea adîncimii limitelor și a grosimii stratelor traversate de gaura de sondă.** În general, determinarea limitelor de adîncime și a grosimii stratelor constituite din diverse tipuri de roci trebuie făcută

după curba acelei mărimi fizice, în care reflectarea lor este mai netă, diagramele obținute cu celelalte metode geofizice de carotaj servind doar pentru control. Practica folosirii metodelor de carotaj geofizic a arătat că eficiența cea mai mare pentru determinarea adîncimii limitelor și a grosimii stratelor este dată de:

— anomaliile *PN* pentru stratele de nisipuri;
— anomaliile ρ_a pentru bancurile de nisipuri saturate cu petrol sau gaze;
— anomaliile *PN* și γ pentru stratele de calcare compacte;
— anomaliile n-γ pentru stratele de calcare cu porozitate mare;
— anomalile ρ_a pentru strate petrolifere sau gazeifere, strate cu roci puțin poroase (gresii compacte, calcare, dolomite) și roci eruptive sau metamorfice;
— anomaliile *PN*, V_{pp} și γ pentru stratele cu porozitate și permeabilitate mare.

Folosirea anomaliilor caracteristice precizate mai sus, controlate cu anomaliile altor mărimi fizice, asigură:

— stabilirea succesiunii și diferențierii stratelor constituite din diferite tipuri de roci, traversate de gaura de sondă;
— stabilirea repartiției complexelor de roci poroase, niveluri cu cărbuni sau minerale metalifere care pot forma obiectul exploatării și separarea acestora;
— punerea în evidență a stratelor care produc anomalii caracteristice ale mărimilor fizice folosite în metodele de carotaj geofizic și care vor servi ca repere de corelare.

2.2. **Corelarea profilurilor de sondă și construirea secțiunilor geologice și a hărților structurale.** Existența diagramelor de carotaj geofizic la mai multe sonde în șantiere permite valorificarea informațiilor de tipul celor de mai sus pe plan mai general. Aceasta are loc prin operația de corelare a profilurilor de sondă.

Corelarea se face pe repere geofizice, respectiv anomalii ale diferitelor mărimi fizice folosite, care, din cauza morfologiei lor caracteristice pe care o conservă și apartenenței lor la anumite orizonturi geologice, stabilesc precis poziția stratigrafică a acestora. Reperele geofizice pot fi produse fie de strate, fie de limite între strate. Pe baza separării pe diagramele fiecărei sonde a reperelor geofizice se pot construi apoi profiluri geologice, trasîndu-se liniile de corelare (linii care unesc părțile superioare și inferioare a reperelor geofizice) și apoi hărți structurale, hărți cu izopachite etc.

Principalele probleme geologice rezolvabile prin corelarea profilurilor de sondă sînt următoarele:

— diferențierea rocilor care alcătuiesc profilurile în funcție de proprietățile lor litologice, determinarea locului, poziției și grosimii stratelor;
— stabilirea existenței substanțelor minerale utile în zăcăminte și studierea particularităților repartizării lor pe suprafața șantierului;
— studiul structurii diferitelor tipuri de roci și al caracterului variațiilor de facies pe orizontală și verticală;
— diferențierea stratigrafică a profilurilor și, indirect, determinarea vîrstei geologice a rocilor;

— stabilirea formelor de zăcămînt ale rocilor şi substanţelor minerale utile în şantiere;

— punerea în evidenţă a accidentelor rupturale care afectează formele de zăcămînt ale rocilor;

— studiul avansării apei marginale de sinclinal;

— stabilirea relaţiilor cantitative între diferite mărimi fizice, îndeosebi ρ_a şi productivitatea stratelor petrolifere;

— rezolvarea unor probleme de detaliu, cum ar fi: determinarea conţinutului în argilă a rocilor, a coeficientului de porozitate şi permeabilitate a rocilor colectoare, calculul coeficienţilor de saturaţie în petrol sau gaze a orizonturilor productive, evaluarea conţinutului calitativ şi de cenuşă a cărbunilor minerali etc[1].

După cum se poate remarca, operaţia de corelare a profilurilor de sondă conduce la rezolvarea unor variate şi importante probleme geologice.

În afară de reperele geofizice care stau la baza operaţiei de corelare geologică, aceasta mai este ajutată de existenţa unor criterii de interpretare geologică stabilite pe baza reflectării comparabile în anomalii a diferitelor formaţiuni geologice din diferite şantiere. În cele de mai jos sînt reproduse, după Beca (1955), caracteristicile reflectării în anomaliile obţinute prin carotaj electric ale unor formaţiuni neogene din ţara noastră prezente în şantierele petrolifere.

— Levantin = anomalii ρ_a intense, anomalii *PN* mici.

— Dacian: strate de lignit = anomalii ρ_a foarte intense; nisipuri petrolifere = anomalii ρ_a intense, anomalii *PN* intense.

— Ponţian = anomalii ρ_a mici, anomalii *PN* mici.

— Meoţian: orizontul cu cardium şi pirită = anomalii ρ_a mici, anomalii *PN* intense; marne, nisipuri, gresii petrolifere = alternanţă de anomalii ρ_a şi *PN* mici cu anomalii intense a acestor mărimi în dreptul orizonturilor petrolifere.

— Sarmaţian (calcare) = anomalii ρ_a foarte intense, anomalii *PN* mici.

— Buglovian + helveţian (gips) = anomalii ρ_a intense, anomalii *PN* nule.

— Burdigalian (conglomerate) = anomalii ρ_a foarte intense, anomalii *PN* foarte intense.

— Oligocen (şisturi disodilice) = anomalii ρ_a foarte mici, anomalii *PN* nule.

În general, operaţia de corelare a profilurilor de sondă se execută pe distanţe mici, în cadrul aceluiaşi şantier. Se pot face şi corelări geologice regionale pentru sonde din mai multe şantiere sau pentru sonde de explorare şi cercetare regională. În ultimul caz, corelarea nu se mai face în amănunt (pe bancuri sau strate), ci pe grupe mari de roci sau pe formaţiuni de vîrstă geologică diferită.

[1] Aceste probleme de detaliu depăşesc cadrul prezentului curs, astfel încît ele sînt numai amintite fără a fi tratate mai pe larg.

2.3. **Probleme indirect geologice sau tehnice.** În afară de problemele geologice specificate mai sus, metodele geofizice de carotaj mai sînt folosite la rezolvarea unor probleme indirect geologice sau tehnice, fie în perioada de forare a găurii de sondă, fie după punerea ei în exploatare. Cele mai importante dintre acestea sînt următoarele:

— localizarea unor strate productive necunoscute în sonde vechi în exploatare;

— determinarea locurilor de pierdere în stratificație a fluidului de foraj;

— determinarea nivelului cimentului în spatele coloanei de tubare a sondei;

— controlul circulației fluidelor în spatele coloanei de tubare a sondei;

— urmărirea stării tehnice a sondelor de injecție folosite în metodele de recuperare secundară și a receptivității stratelor;

— determinarea contactului apă/petrol și separarea stratelor acvifere de cele petrolifere;

— determinarea poziției unor mase metalice rămase în gaura de sondă în timpul procesului de foraj.

Cu excepția ultimei, la rezolvarea celorlalte probleme sînt folosite de preferință metodele de carotaj radioactiv (în parte folosind soluții activate cu izotopi radioactivi) și termic.

3. TRĂSĂTURILE SPECIFICE ALE INTERPRETĂRII GEOLOGICE A DIAGRAMELOR DE CAROTAJ GEOFIZIC. EXEMPLE.

Reflectarea în anomalii ale mărimilor fizice a diverselor pachete de roci sau niveluri de substanțe minerale utile traversate de gaura de sondă este asigurată de combinarea favorabilă a parametrilor fundamentali ai metodelor geofizice de carotaj.

Avînd în vedere faptul că metodele geofizice de carotaj se diferențiază după fenomene fizice și principii complet diferite (electrice, radioactive, termice etc.), problema trăsăturilor specifice ale procesului de interpretare geologică va trebui tratată separat pentru fiecare metodă în parte. Este de asemenea de precizat că problema fundamentală în interpretarea geologică a diagramelor de carotaj este separarea stratelor și complexelor, determinarea grosimii și a limitelor de adîncime a acestora. O dată efectuată această operație pentru fiecare tip de diagramă de carotaj geofizic, corelarea profilurilor de sondă, construirea secțiunilor geologice și a hărților structurale etc., urmează o cale comparabilă pentru toate tipurile de carotaje geofizice.

Pentru aceasta, în cele ce urmează sînt prezentate trăsăturile specifice ale operației de separare a stratelor și complexelor pentru diferite tipuri de diagrame de carotaj geofizic.

3.1. **Interpretarea diagramelor de potențial natural (PN).** Diagrama variației intensității potențialului natural reflectă, prin amplitudinea anomaliilor acestei mărimi fizice, intensitatea activității electro-chimice naturale, legată de stratele cu porozitate mare traversate de gaura de sondă.

În general, pentru stratele a căror grosime depășește de patru ori diametrul găurii de sondă, anomalia potențialului natural *PN* are amplitudinea maximă în dreptul mijlocului stratului, iar limitele acestuia (coperișul și culcușul stratului) se determină prin punctele în care potențialul natural are valoarea egală cu jumătatea amplitudinii maxime a anomaliei.

Pentru stratele subțiri, limitele stratului se situează în apropierea bolții anomaliei, iar pentru stratele foarte subțiri nu se observă uneori de loc anomalii ale potențialului natural *PN*.

În figura 292 este reprodus, după Dahnov (1961), un exemplu de interpretare a unor diagrame de potențial natural valabile pentru două cazuri: apele de zăcămînt au o salinitate mai mare decît a noroiului de foraj și presiunea stratului este mai mică decît a noroiului de foraj la nivelul lui (curba din stînga); apele de zăcămînt au o salinitate mai mică decît a noroiului de foraj și presiunea stratului este mai mare decît presiunea hidrostatică a noroiului la nivelul respectiv (curba din dreapta). Semnificația coloanei stratigrafice este următoarea: *1* — calcare; *2* — calcare argiloase; *3* — argile; *4* — nisipuri; *5* — nisipuri argiloase.

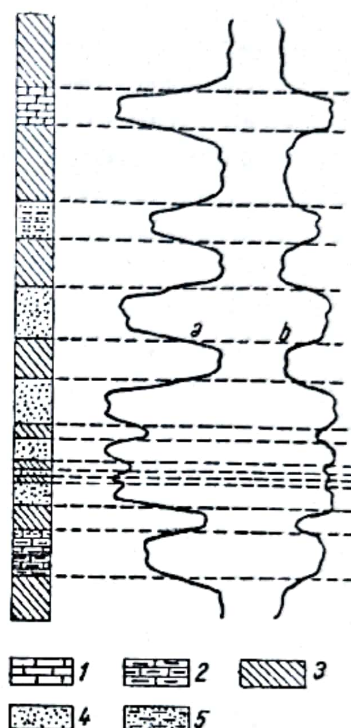


Fig. 292. Exemplu de interpretare a diagramelor de potențial natural *PN*.

3.2. **Interpretarea diagramelor de rezistivitate aparentă** ρ_a. Această operație constă din diferențierea profilului sondei în strate de diferite rezistivități și stabilirea semnificației geologice a acestor strate. Diferențierea stratelor de diferite rezistivități specifice și fixarea limitelor acestora se face prin compararea anomaliilor ρ_a din diagrama înregistrată în gaura de sondă cu curbe teoretice, calculate pentru diferite grosimi de strate și rezistivități specifice a acestora. Stabilirea semnificației geologice, respectiv a tipului de roci care constituie stratele de rezistivitate diferită, nu poate avea loc numai prin interpretarea individuală a diagramelor ρ_a, ci numai complex, cel puțin împreună cu diagrama *PN* respectivă.

În practica metodelor geofizice de carotaj sînt folosite unele norme pentru stabilirea limitelor și a grosimii stratelor care se reflectă în anomalii de rezistivitate aparentă, și anume:

— la stratele groase sau de grosime mijlocie, cu rezistivitate mare și înregistrare cu dispozitiv gradient neconsecutiv, coperișul și culcușul stratului sînt deplasate cu $\overline{MN}/2$ deasupra punctelor de maxim și minim ale anomaliei ρ_a;

— la stratele groase sau de grosime mijlocie cu rezistivitate mare și înregistrare cu dispozitive gradient neconsecutive, coperișul și culcușul stratului sînt deplasate cu $\overline{MN}/2$ dedesubtul punctelor de maxim și minim ale anomaliei ρ_a;

— la stratele groase, cu rezistivitate mare și înregistrare cu dispozitive potențiale, aspectul anomaliei ρ_a este de maxim, cu amplitudinea maximă în dreptul mijlocului stratului. În acest caz, limitele stratului sînt date în mod satisfăcător de relația:

$$\rho_a^{sep} = 4\,\rho_n, \qquad (400)$$

în care ρ_a^{sep} este valoarea rezistivității aparente la limita stratului și ρ_n valoarea rezistivității noroiului de foraj;

— la stratele de grosime mijlocie, cu rezistivitate mare și înregistrare cu dispozitive potențiale, coperișul și culcușul stratelor sînt deplasate cu $\overline{AM}/2$ față de punctele ρ_a de maxim ecranat (maxime secundare în afara limitelor stratului);

— la stratele de grosime mare, cu rezistivitate mică și înregistrare cu dispozitive gradient neconsecutive, coperișul și culcușul stratului sînt deplasate cu $\overline{MN}/2$ deasupra punctelor de minim și maxim ale anomaliei ρ_a;

— la stratele de grosime mare, cu rezistivitate mică și înregistrare cu dispozitive gradient consecutive, coperișul și culcușul stratului sînt deplasate cu $\overline{MN}/2$ dedesubtul punctelor de minim și maxim ale anomaliei ρ_a;

— la stratele de grosime mare, cu rezistivitate mică și înregistrare cu dispozitive potențiale, coperișul și culcușul stratului sînt deplasate cu $\overline{AM}/2$ față de punctele laterale ale anomaliei ρ_a, în care are loc trecerea de la o variație intensă a rezistivității aparente la o variație mai lentă.

Stabilirea limitelor și grosimii stratelor subțiri cu rezistivitate mare sau mică și studiul anomaliilor ρ_a pentru pachete de strate subțiri este mai complicată, depășind cadrul acestui curs, astfel încît această problemă nu este tratată aici.

Modul cum are loc reflectarea în anomalii ρ_a ale unor strate constituite din diferite tipuri de roci și cu grosimi diferite, precum și modul cum se face separarea acestora va apărea mai clar dintr-un exemplu. În figura 293 sînt reproduse, după Dahnov (1961), curbele de rezistivitate aparentă înregistrate cu un dispozitiv potențial (*a*) și un dispozitiv gradient neconsecutiv (*b*) în dreptul unei stratificații compusă din : a_1, a_2, a_3, a_4 și a_5 = strate cu rezistivitate mijlocie; b_1, b_2, b_3 și b_4 = strate cu rezistivitate mare și c_1 = strat cu rezistivitate mică.

În figura 293 sînt exemplificate normele prezentate mai înainte, astfel: stratul cu rezistivitate mare și grosime mare b_1 are limitele la distanța $\overline{MN}/2$ de punctele de maxim și minim pe curba înregistrată cu dispozitivul gradient neconsecutiv, stratul cu rezistivitate mare și grosime mijlocie b_4 are limitele la distanța $\overline{AM}/2$ de punctele ρ_a de maxim ecranat pe curba înregistrată cu dispozitivul potențial etc.

3.3. **Interpretarea diagramelor de carotaj electric lateral (BKZ).** Stabilirea limitelor stratelor care se diferențiază prin anomalii de rezistivitate aparentă ρ_a în seriile de curbe obținute prin carotajul electric lateral cu dispozitive gradient sau potențiale se face prin construirea anomaliilor înregistrate în diagramele de carotaj pe hîrtie dublulogaritmică și compararea acestora cu curbe teoretice sau experimentale obținute pe modele de strate cu grosimi și re-

zistivități cunoscute. Din această confruntare rezultă determinarea rezistivității stratelor și a zonei de invadare a noroiului de foraj în stratificație, grosimea aproximativă a zonei de invadare și diametrul real al găurii de sondă.

Curbele folosite în interpretare sînt grupate în familii pe abace pentru strate de grosime finită (SGF), de tipul celor folosite la interpretarea cantitativă în unele metode de prospecțiune electrometrică (SEV, SMT, SEM). Curbele sînt de 6 tipuri diferite după morfologia lor, corespunzînd la 6 posibilități de combinare a grosimii stratelor cu valoarea rezistivității specifice.

Determinarea grosimii și limitelor stratelor poroase în care are loc o activă invadare a noroiului de foraj este o operație destul de complicată și se efectuează în general rar și întotdeauna nu numai după diagramele de carotaj electric lateral, ci împreună cu diagramele ρ_a și PN.

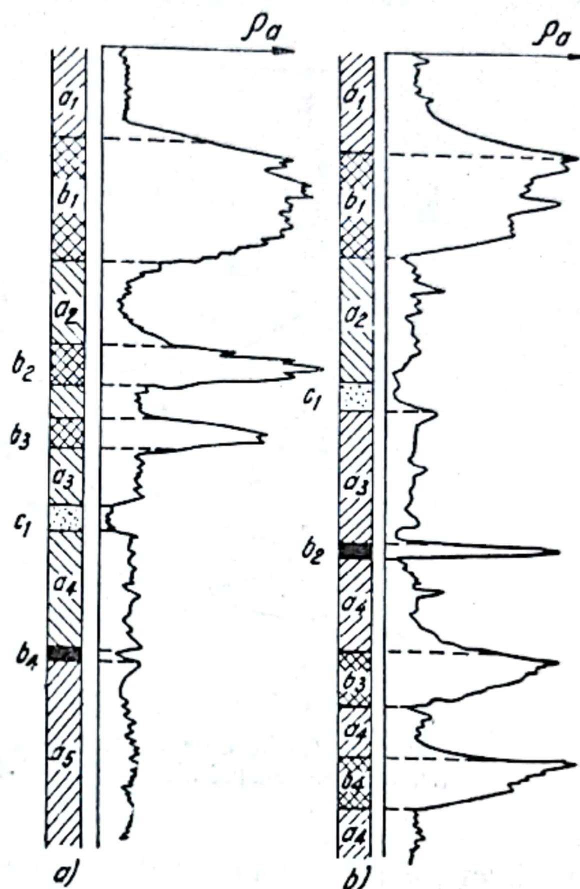


Fig. 293. Exemplu de interpretare a diagramelor de rezistivitate aparentă.

3.4. **Interpretarea diagramelor de potențial provocat.**

În rocile care au o activitate electro-chimică provocată ce se diferențiază ca intensitate de aceea a stratelor vecine, anomaliile de potențial provocat sînt în general simetrice față de mijlocul stratului care le produce. Semnul anomaliei de potențial provocat este funcție de sensul curentului de excitare, și anume: pozitivă, dacă sensul curentului este pozitiv (electrodul A pozitiv și electrodul B negativ) și negativă cînd se inversează sensul curentului (electrodul A negativ și electrodul B pozitiv). Stabilirea limitelor și grosimii stratului se face ca și în cazul anomaliilor de potențial natural, respectiv prin punctele care au valoarea egală cu jumătate din amplitudinea maximă a anomaliei.

Cele specificate mai sus vor apărea mai clar din următorul exemplu. În figura 294 sînt reproduse, după Dahnov (1961), o serie de curbe de potențial provocat, înregistrate cu sensul negativ al curentului de excitare (curbele din stînga) și cu sensul pozitiv al curentului de excitare (curbele din dreapta), pentru diferite tipuri de roci.

În secțiunea *a* a figurii 294, anomaliile de potențial provocat sînt date de stratele de nisipuri și gresii într-o serie nisipoasă-argiloasă; în secțiunea *b*

de prezenţa stratelor de cărbuni; în secţiunea *c* de stratul de roci carbonatate şi în secţiunea *d* de o mineralizaţie de impregnare cu sulfuri în roci eruptive.

3.5. **Interpretarea diagramelor de carotaj radioactiv.** Anomaliile intensităţii radiaţiei γ naturale, ca şi a radiaţiei *n*—γ secundare, sînt în gene-

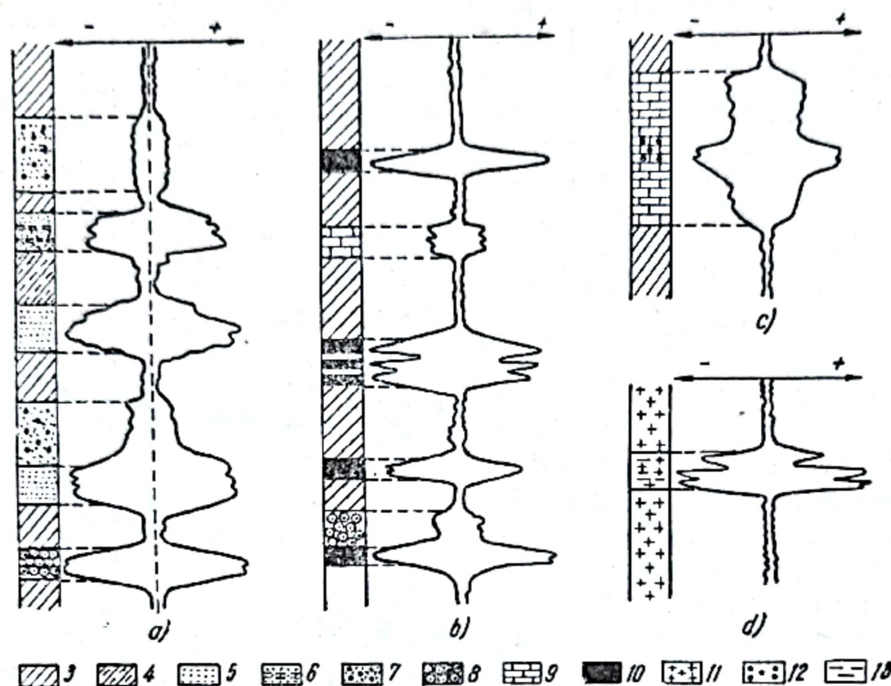


Fig. 294. Curbe de potenţial provocat în diverse tipuri de roci pentru ambele sensuri ale curentului de excitare.

ral simetrice faţă de mijlocul stratului care le-a produs, socotindu-le raportate pe fiecare la dispozitivul de măsură respectiv. Determinarea limitelor şi grosimii stratelor după anomaliile intensităţii radiaţiei γ naturale se face prin punctele de inflexiune ale flancurilor anomaliei. Determinarea limitelor şi grosimii stratelor după anomaliile intensităţii radiaţiei *n*—γ secundare se face în acelaşi mod pentru stratele mai subţiri; pentru stratele groase, care depăşesc în grosime de două ori lungimea dispozitivului neutronic L_n (distanţa dintre sursă şi detectorul de neutroni), punctele de inflexiune ale flancurilor inferioare ale anomaliilor se deplasează cu o distanţă care variază de la 0,5 L_n în sus, pînă la 0,6L_n în jos faţă de culcuşul stratelor, iar punctele de inflexiune ale flancurilor superioare a anomaliilor se deplasează numai în jos, cu o distanţă care variază între 0 şi 0,2L_n faţă de coperişul stratului. De aceste deplasări posibile ale flancurilor anomaliilor *n*—γ trebuie neapărat ţinut cont la stabilirea limitelor şi grosimii stratelor. În figura 295 este reprodus, după Dahnov (1961), un exemplu din care reiese în mod clar modul cum se reflectă în anomalii γ şi *n*—γ, o succesiune stratigrafică constituită din mai multe tipuri de roci, precum şi modul cum se stabilesc după aceste anomalii limitele şi grosimile stratelor.

Semnificaţia profilului geologic al sondei este următoarea: *3* — argile; *4* — depozite marine fine; *5* — nisip; *6* — gresie slab cimentată; *7* — gresie

puternic cimentată; *8* — calcar compact; *9* — calcar argilos; *10* — calcar poros; *11* — gips; *12* — anhidrit.

3.6. **Interpretarea termogramelor**. Stabilirea limitelor stratelor și a grosimii acestora pe geotermogramele obținute în sonde prin studierea cîmpului termic natural se face prin puncte de inflexiune ale curbei de variație a temperaturii cu adîncimea, care își schimbă valoarea gra-

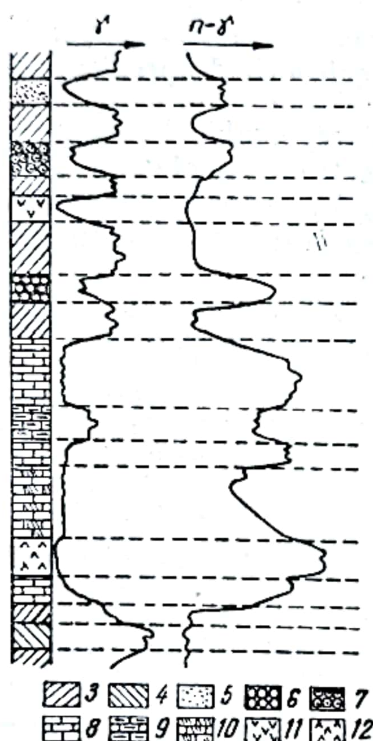


Fig. 295. Exemplu de diagrame ale intensității radiațiilor γ și *n*-γ pentru diverse tipuri de roci.

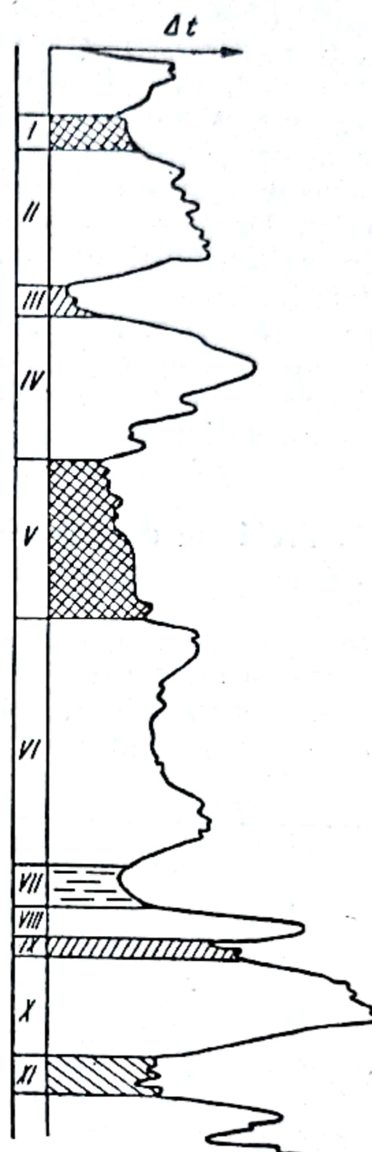


Fig. 296. Exemplu de interpretare a unei termograme.

dientului geotermic la trecerea prin dreptul diferitelor strate diferențiate după tipul de roci care le constituie. Stabilirea limitelor stratelor și a grosimii acestora după termogramele obținute în sonde prin studierea cîmpului termic artificial (creat de noroiul de foraj cu o temperatură diferită de a stratificației sau de reacția exotermică a prizei cimentului) se face pe baza punctelor situate la marginea anomaliilor de temperaturi scăzute, de la care curbă începe să se apropie asimptotic de temperatura noroiului din dreptul stratului cu temperatură scăzută.

În figura 296 este reprodusă, după Dahnov (1961), o termogramă înregistrată într-o sondă cu noroi încălzit în prealabil, deci prin studierea unui cîmp termic artificial.

Se constată buna diferențiere în anomaliile termice ale stratelor care dau minime de temperatură (I, III, V, VII, IX, XI) de cele care dau maxime ale acestei mărimi (II, IV, VI, VIII, X).

Acestea sînt principalele trăsături specifice ale operațiunii de separare a stratelor sau complexelor și stabilire a limitelor și grosimii acestora la principalele tipuri de diagrame de carotaj geofizic. Așa cum s-a precizat deja mai înainte, o dată făcută această separare, corelarea profilurilor de sondă pe secțiuni geologice sau hărți structurale urmează o cale comună, asemănătoare cu aceea folosită în construirea acestor grafice după date pur geologice.

Pentru a ușura și mai mult, pe de o parte, înțelegerea aplicabilității metodelor de carotaj geofizic și a modului cum are loc reflectarea secțiunii geologice în diagramele obținute prin aceste metode și, pe de altă parte, specificul procesului de interpretare geologică a acestui tip de date geofizice, sînt date în continuare cîteva exemple grupate pe **categorii de probleme geologice.**

3.7. **Probleme de geologie structurală regională.** În figura 297 este reprodusă, după Pătruț și colaboratori[1], o secțiune în platforma moezică pe direcția Optași—Ciurești—Bălțați—Bogdana—Viișoara (de orientare aproximativ nord-vest—sud-est), construită pe baza rezultatelor carotajului electric combinate cu profilurile mecanice ale sondelor.

Se constată diferențierea netă a diverselor formațiuni geologice (mezozoice, paleozoice și fundamentul cristalin) în anomaliile potențialului natural

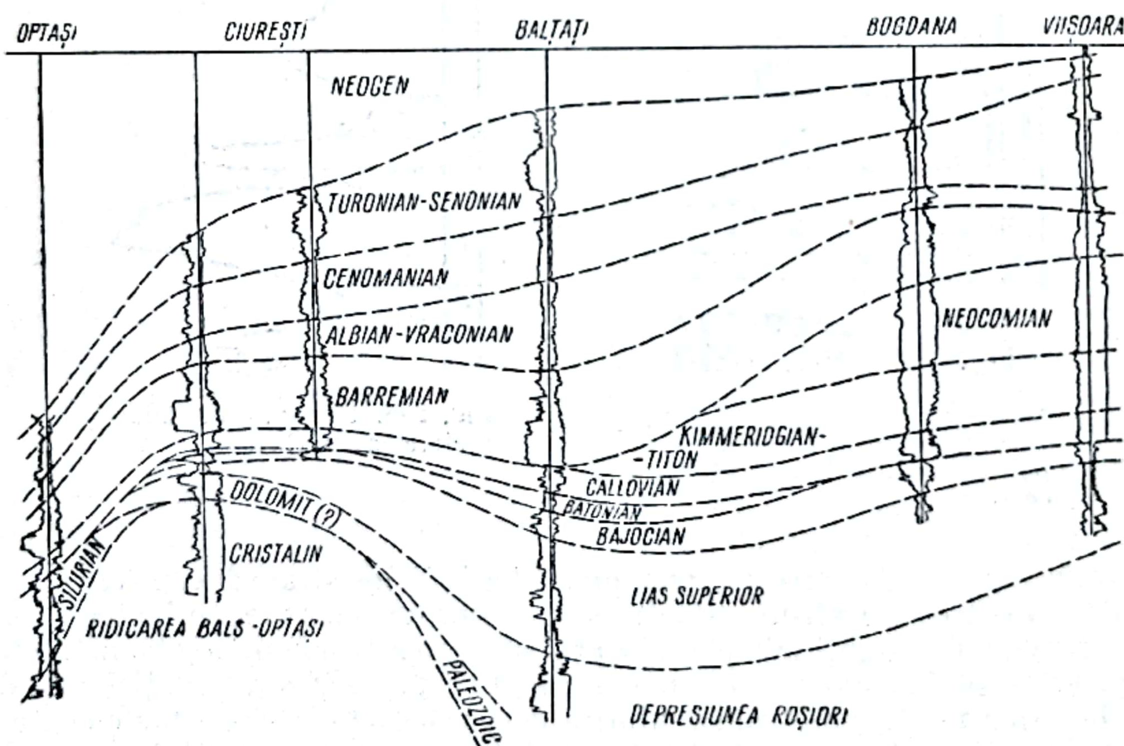


Fig. 297. Secțiune pe direcția Optași-Ciurești-Bălțați-Bogdana-Viișoara în platforma moezică.

[1] I. Pătruț, M. Popescu, C. Teodorescu, M. Molnar, *Contribuții la cunoașterea geologiei platformei moezice. Stratigrafie*, petrol și gaze, XII, 11, 1961.

şi a rezistivităţii aparente care a condus la apariţia unor reperi geofizici clari (v. de exemplu, cei de la limitele turonian-senonian/cenomanian, barremian/callovian, bajocian/ liasic superior etc.). Aceasta a permis corelarea în bune

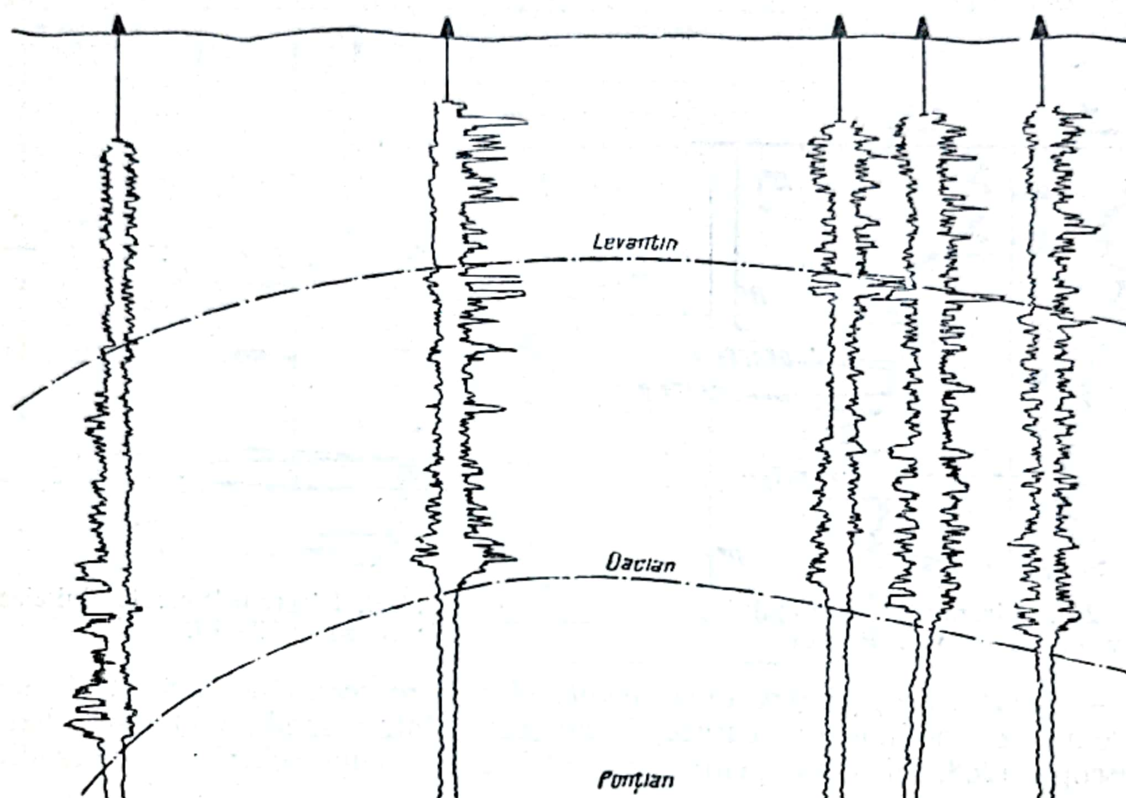


Fig. 298. Exemplu de corelare pe distanţe mici a carotajelor electrice în depresiunea precarpatică a Munteniei.

condiţii a profilelor de sondă, chiar în cazul acesta, a unei corelări la distanţe mari, obţinîndu-se informaţii deosebit de preţioase cu privire la construcţia geologică a zonei de platformă moezică din sudul Cîmpiei romîne.

3.8. **Probleme de geologie economică**. În această categorie de probleme geologice intră identificarea şi stabilirea limitelor şi grosimii stratelor şi a complexelor purtătoare de petrol sau gaze, a stratelor de cărbuni, a nivelurilor de sare şi săruri de potasiu şi magneziu, a nivelurilor mineralizate în roci cristaline sau eruptive, precum şi corelările pe distanţe mici pentru construirea secţiunilor şi a hărţilor structurale. Mai jos sînt date cîteva exemple din această categorie de probleme geologice:

— *Stabilirea formei structurale a depozitelor pliocene*. În figura 298 este reprodusă, după Beca (1955), o secţiune construită pe baza corelării pe distanţe mici a carotajelor electrice din care reiese forma anticlinală a depozitelor pliocene într-o zonă din depresiunea precarpatică a Munteniei.

Se constată şi în acest caz reflectarea diferenţiată a diferitelor etaje geologice în anomaliile potenţialului natural şi a rezistivităţii aparente (caracterul variat al valorilor *PN* şi ρ_a în levantin şi dacian; datorită alternanţei

de argile și nisipuri și a prezenței stratelor de cărbuni, față de caracterul practic constant al acestor mărimi în ponțian, datorită marnelor compacte), precum și caracterul net al reperilor geofizici, mai ales al celui de deasupra limitei dacian/ponțian.

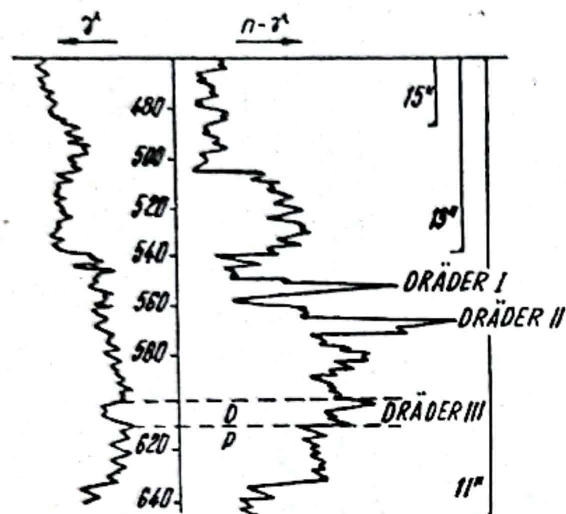


Fig. 299. Diagramele carotajului radioactiv în sonda 268, Pîrscov.

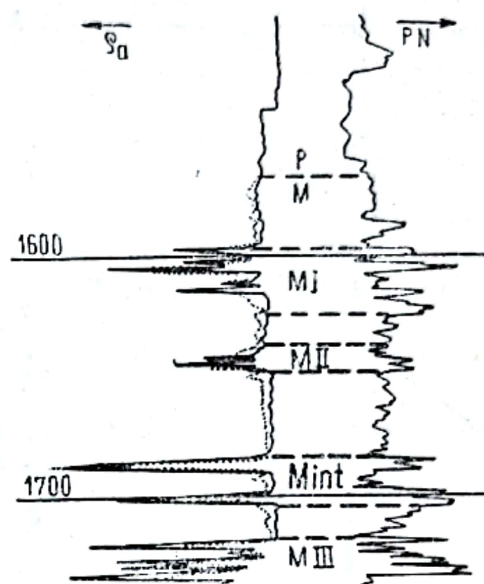


Fig. 300. Diagramele carotajului electric în sonda 74, Filipești.

— *Identificarea și separarea complexelor petrolifere.* În figura 299 este reprodusă o porțiune din carotajul radioactiv într-o sondă veche și tubată telescopic (268, Pîrscov), pentru reidentificarea complexelor petrolifere din dacian.

Se observă reflectarea clară a celor trei complexe productive din dacian (Dräder I, Dräder II, și Dräder III) în anomaliile variației intensității radiației n—γ secundare.

În figura 300 este reprodusă o porțiune din carotajul electric efectuat în sonda 74, Filipești, pentru indentificarea complexelor petrolifere din Meoțian. Și în acest caz apare clară reflectarea bună a celor patru complexe productive din meoțian (M.I, M. II, M. int. și M. III), precum și a limitei ponțian/meoțian.

— *Identificarea și separarea etajelor geologice și a sării.* În figura 301 sînt reproduse diagramele carotajului electric și radioactiv la sonda 813, Lucăcești.

Aplicarea unui complex de metode de carotaj geofizic a permis stabilirea limitelor geologice eocen/miocen și miocen/oligocen, care se observă că se reflectă ca repere geofizice destul de clare în toate cele patru mărimi fizice măsurate (potențialul natural, rezistivitatea aparentă, intensitatea radiației γ naturale și intensitatea radiației n-γ secundare). Reflectarea cea mai bine diferențiată este însă în anomalia intensității radiației n-γ secundare, deoarece în urma bombardării cu neutroni Na^{23} din sarea miocenă a trecut în Na^{24}, care emite o radiație γ secundară foarte puternică.

— *Identificarea și separarea stratelor de cărbuni.* figura 302 reproduce un complex de diagrame de carotaj geofizic (microcarotaj, carotaj electric și carotaj radioactiv), obținute în sonda 2026, Tebea.

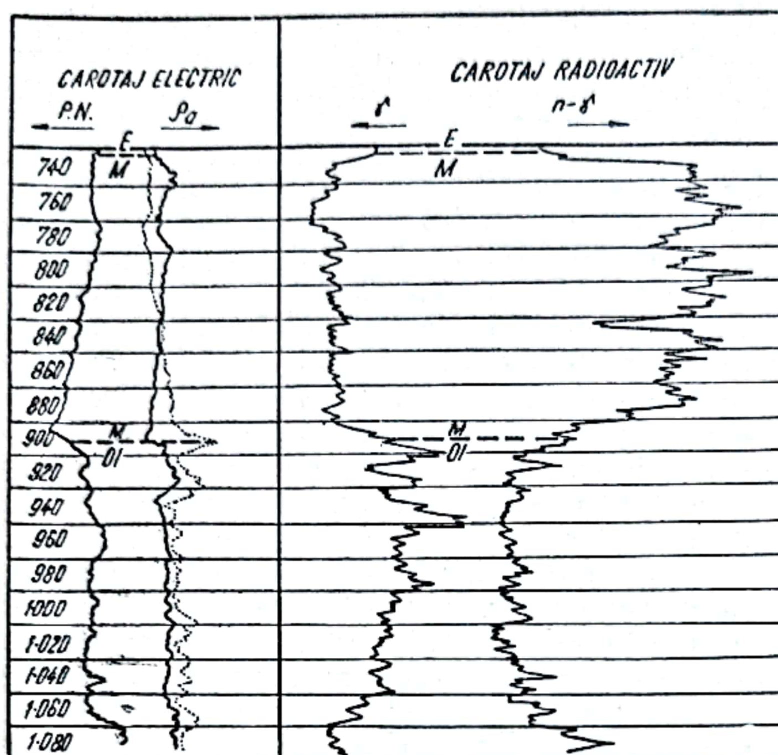


Fig. 301. Diagramele carotajului electric şi radioactiv în sonda 813, Lucăceşti.

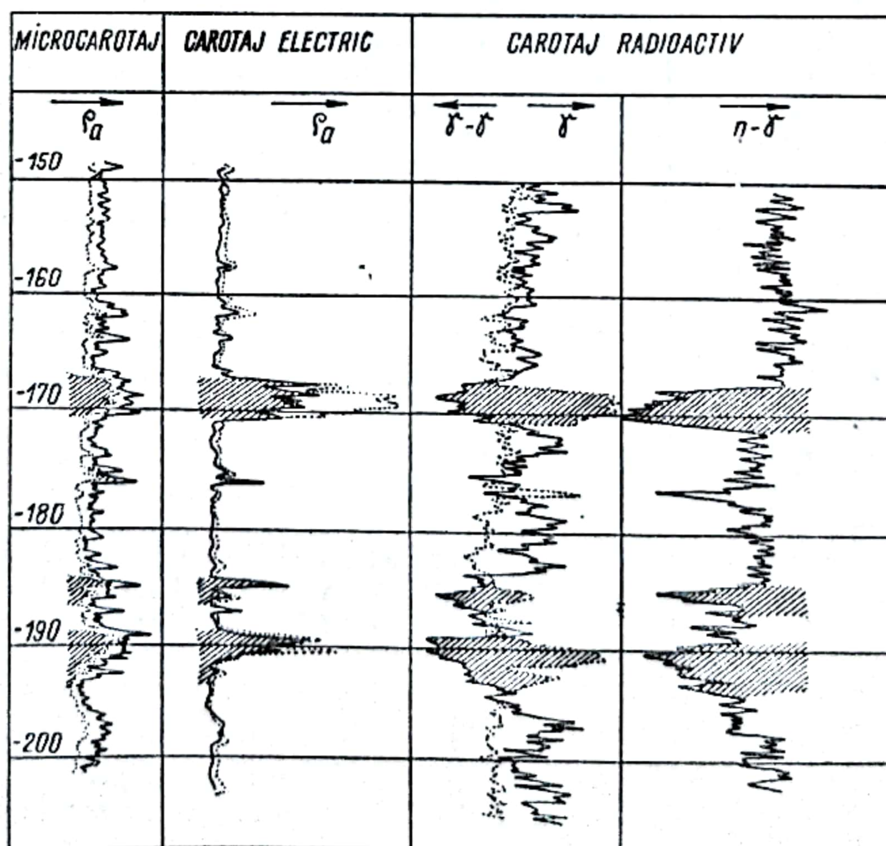


Fig. 302. Diagrame de carotaj geofizic în sonda 2026, Tebea.

Separarea stratelor de cărbuni se poate face în bune condiții pe toate diagramele; eficiența cea mai mare o au însă diagramele de rezistivitate aparentă, obținute prin carotaj electric, și mai ales cele de variație a intensității radiației γ naturale și a radiației n-γ secundare.

3.9. **Probleme tehnice**. Din această categorie de probleme se dă un singur exemplu, și anume în legătură cu controlul prin carotaj geofizic al operației de cimentare a coloanei de tubare a sondelor. În figura 303 este reprodusă termograma înregistrată în sonda 51, Podeni. Se constată modificarea sensibilă a gradientului geotermic în dreptul inelului de ciment, datorită reacției exotermice a prizei cimentului, ceea ce dă posibilitatea stabilirii nivelului exact la care s-a ridicat cimentul în spatele coloanei în urma operației de cimentare.

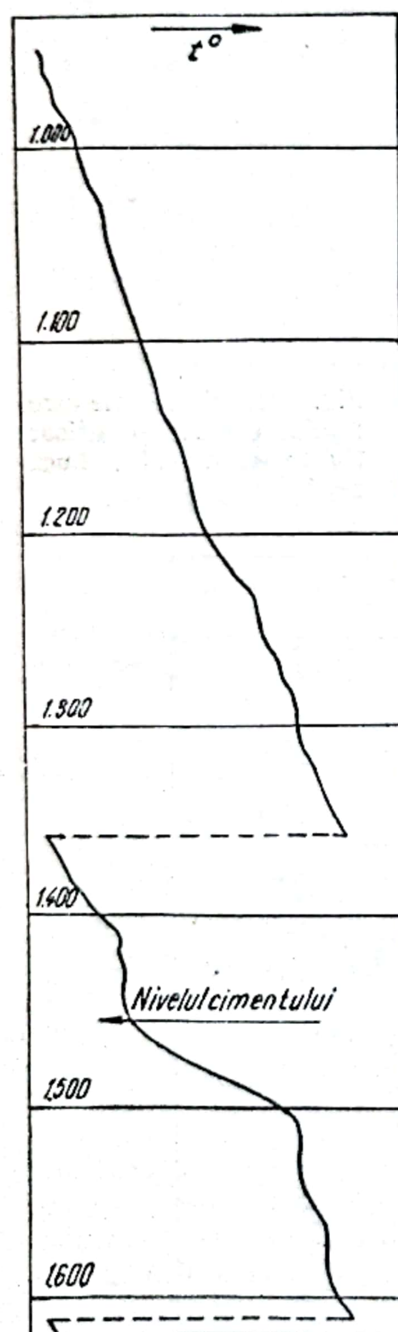


Fig. 303. Termogramă în sonda 51, Podeni, pentru stabilirea nivelului cimentului în spatele coloanei de tubare.

În cele de mai sus au fost exemplificate o serie de aplicații ale metodelor geofizice de carotaj în diferite probleme ale activității geologice. Din aceste exemplificări, care nu cuprind chiar întreg domeniul de eficiență al acestor metode geofizice, rezultă importanța aplicării acestora la toate sondele forate, ceea ce de altfel a fost recunoscut de mai multă vreme, astfel încît în momentul de față executarea măsurătorilor de carotaj geofizic are loc la absolut toate sondele forate.

CAPITOLUL XL

INTERPRETAREA GEOLOGICĂ COMPLEXĂ A REZULTATELOR LUCRĂRILOR GEOFIZICE

Au fost arătate pînă acum etapele principale ale procesului de interpretare geologică, în ce constă dialectica acestui proces, precum și trăsăturile specifice ale interpretării geologice a rezultatelor fiecărei metode geofizice de prospecțiune

şi carotaj. A reieşit în mod clar că fiecare metodă geofizică luată în parte este deficitară în ceea ce priveşte stabilirea soluţiei univoce cu privire la structura geologică a subsolului, din cauza ambiguităţii fundamentale a acestor metode. De asemenea s-a arătat cum prin folosirea în procesul de interpretare geologică a unor date extrageofizice, alese adecvat, se poate restrînge sau chiar ridica total nedeterminarea, astfel încît soluţia interpretării geologice să se apropie mult de realitatea structurii geologice a subsolului care se reflectă în rezultatele geofizice utilizate.

Cu aceasta nu au fost însă epuizate toate posibilităţile interpretării geologice a rezultatelor lucrărilor geofizice. Mai rămîne posibilitatea de a folosi în procesul de interpretare geologică rezultate geofizice combinate, obţinute prin mai multe metode geofizice de prospecţiune sau carotaj. Fiecare metodă geofizică reflectînd o latură specifică a obiectelor geologice ascunse, folosirea combinată a rezultatelor obţinute prin mai multe metode va conduce la ridicarea eficienţei procesului de interpretare în scopul stabilirii cît mai corecte a structurii geologice.

Astfel, există deci posibilitatea de a folosi în procesul de interpretare geologică rezultatele metodei geofizice de bază utilizate, rezultatele altor metode geofizice şi date extrageofizice. În acest caz, interpretarea geologică poartă numele de interpretare geologică *complexă*.

Există de asemenea posibilitatea de a executa lucrări geofizice complexe încă din faza de teren. Aceasta este forma superioară de executare a lucrărilor geofizice; din nefericire însă ridică mult costul acestor lucrări. De aceea, în astfel de cazuri, trebuie cîntărit cu grijă dacă ridicarea preţului de cost al acestor lucrări este justificată de o creştere corespunzătoare a eficienţei interpretării geologice în problema respectivă.

Înainte de a trece la prezentarea şi discutarea avantajelor pe care le oferă combinarea rezultatelor geofizice, obţinute prin mai multe metode în procesul de interpretare geologică, sînt necesare cîteva precizări.

1. LEGĂTURILE POSIBILE ÎNTRE ANOMALIILE CÎMPURILOR POTENŢIALE ŞI FORMELE DE ZĂCĂMÎNT ALE ROCILOR

Caracteristicile structurii geologice a subsolului, respectiv formele de zăcămînt ale diferitelor tipuri de roci din natură, se pot reflecta în anomaliile diverselor mărimi fizice folosite în metodele geofizice, dacă parametrii care condiţionează reflectarea lor sînt satisfăcători. Astfel, în una şi aceeaşi regiune este posibil să obţinem anomalie gravimetrică, magnetică, electrometrică şi eventual chiar radiometrică, localizată în aceeaşi zonă.

În cazurile în care obţinem anomalii suprapuse ale mai multor mărimi fizice în aceeaşi zonă, legăturile între acestea şi obiectele geologice din subsol pot fi de mai multe feluri, şi anume:

— *Anomalii legate genetic direct.* Poartă numele de anomalii legate genetic direct anomaliile care apar în aceeaşi zonă, au drept cauză acelaşi obiect geologic din subsol şi au acelaşi caracter de maxim sau de minim.

În figura 304 este reprodus, după Heiland (1946), un profil gravimetric (gradientul orizontal G și curbura diferențială R), magnetic (componenta verticală ΔZ) și electric (conductibilitatea aparentă c), în paralel cu secțiunea geologică, peste zăcămîntul de magnetită de la Caribou, Colorado, S.U.A.

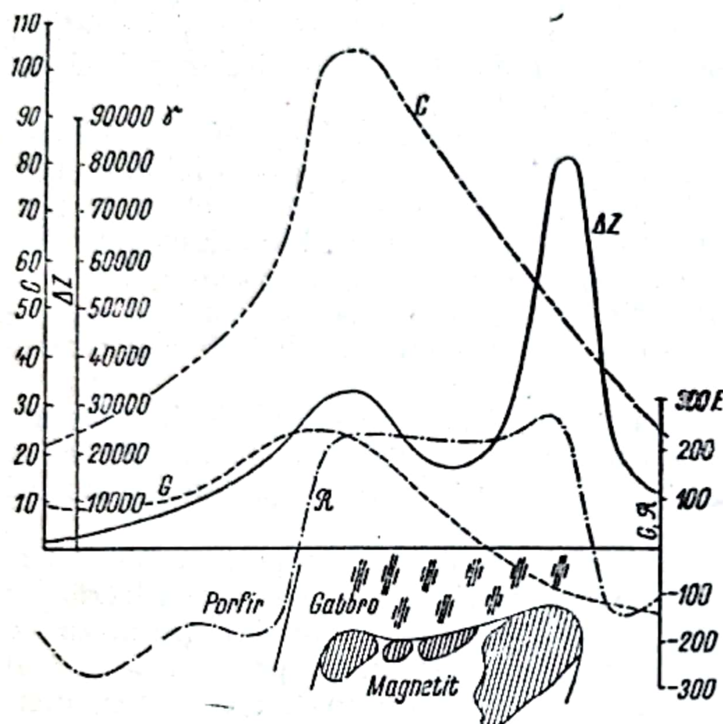


Fig. 304. Profil gravimetric, magnetometric și electrometric, în paralel cu secțiunea geologică peste zăcămîntul de magnetită de la Caribou, S.U.A.

Acest zăcămînt este din categoria celor de concentrare magnetică, magnetita apărînd sub formă de corpuri diferențiate în gabrouri. În acest caz, anomaliile de maxim ale curburii diferențiale R, componentei verticale a cîmpului magnetic ΔZ și conductibilității aparente c sînt anomalii legate genetic direct, deoarece ele reprezintă efectul contrastului de masă, intensitate de magnetizare și conductibilitate electrică specifică între corpurile de magnetit care constituie zăcămîntul și masa rocilor gabroice în care se găsește acesta și sînt toate anomalii de maxim.

Analizînd atent, apare clar că, deși anomaliile celor trei mărimi fizice reflectă unul și același obiect geologic (zăcămîntul de magnetit), cea mai sugestivă în ceea ce privește poziția și detaliile zăcămîntului respectiv este anomalia magnetică ΔZ.

— *Anomalii legate genetic invers.* Anomaliile din această categorie sînt acelea care apar în aceeași zonă, au drept cauză același obiect geologic din subsol însă au caractere diferite, unele de maxim și altele de minim.

Ca exemplu de astfel de anomalii este prezentat în figura 305, după Airinei[1], un profil gravimetric (Δg) și magnetic (ΔZ) pe direcția est-vest, prin apexul anomaliei Teliu-Întorsura Buzăului. În acest caz, anomaliile ambelor mărimi fizice sînt produse de același obiect geologic — ridicarea în formă de horst a fundamentului cristalin. Dar în timp ce contrastul de masă între fundamentul cristalin și cuvertura sedimentară este în exces, producînd o anomalie gravimetrică de maxim, contrastul de intensitate de magnetizare este în deficit, astfel încît produce a anomalie magnetică de minim. Slabul decalaj între apexurile celor două tipuri de anomalii, ca și micile discordanțe de morfologie

[1] Șt. Airinei, *Imagini gravimetrice și geomagnetice din regiunea de curbură pentru Carpații Orientali și Țara Bîrsei*, Studii și cercetări de geologie, IV, 1, 1959.

ale acestora, provin din caracterul neomogen din punctul de vedere al proprietăţilor fizice, atît a cuverturii sedimentare cît şi a fundamentului cristalin.

— *Anomalii nelegate genetic.* Anomaliile nelegate genetic sînt acele anomalii care, deşi apar în aceeaşi zonă, au drept cauză obiecte geologice din

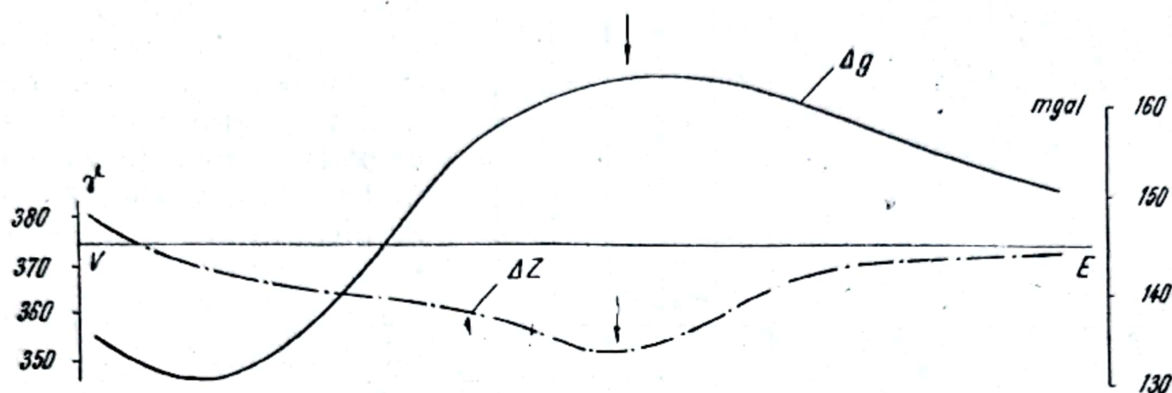


Fig. 305. Profil gravimetric şi magnetic prin apexul anomaliei Teliu-Întorsura Buzăului.

subsol diferite; astfel de anomalii pot avea acelaşi caracter de maxim sau minim sau pot avea caractere inverse.

În figura 306 este reprodus, după Visarion şi Andrei[1], un profil gravimetric (Δ*g*) şi magnetic (Δ*Z*), construit pe direcţia nord-vest — sud-est prin centrul depresiunii Haţeg.

În acest caz, anomalia gravimetrică este produsă de contrastul de masă creat între fundamentul cristalin mai dens al depresiunii post-tectonice Haţeg şi cuvertura sedimentară, iar anomalia magnetică este produsă de depozitele daniene în facies tufogen, cu o dispoziţie înclinată către centrul bazinului din cuprinsul cuverturii sedimentare cretacico-neogene.

Stabilirea legăturii sau lipsei de legătură genetică a anomaliilor mărimilor fizice este o problemă delicată şi trebuie procedat cu mult discernămînt, de la caz la caz, astfel putîndu-se deschide căi greşite pentru interpretarea geologică. Adesea şi cartarea insuficient de detaliată a anomaliilor poate conduce la o morfologie înşelătoare a acestora, aşa cum s-a întîmplat de altfel chiar în cazul anomaliilor discutate mai sus din Depresiunea Haţeg[2].

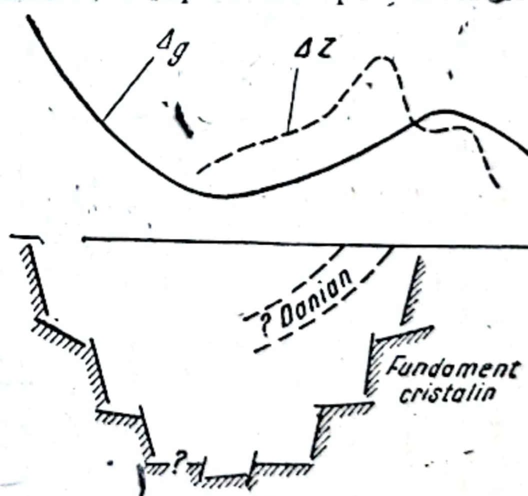


Fig. 306. Profil gravimetric şi magnetic prin centrul depresiunii Haţeg, construit după Visarion şi Andrei şi completat cu o secţiune geologică ipotetică.

[1] M. Visarion şi J. Andrei, *Noi date geofizice asupra zonei centrale a depresiunii Haţeg*, Studii şi cercetări de Geologie, V, 1, 1960.

[2] Sc. Stoenescu şi Şt. Airinei, *Contribuţii geofizice la cunoaşterea substratului bazinului Haţeg*, Bul. Şt. Acad. R.P.R., Secţia de geologie şi geografie, II, 2, 1957.

ale acestora, provin din caracterul neomogen din punctul de vedere al proprietăţilor fizice, atît a cuverturii sedimentare cît şi a fundamentului cristalin.

— *Anomalii nelegate genetic.* Anomaliile nelegate genetic sînt acele anomalii care, deşi apar în aceeaşi zonă, au drept cauză obiecte geologice din

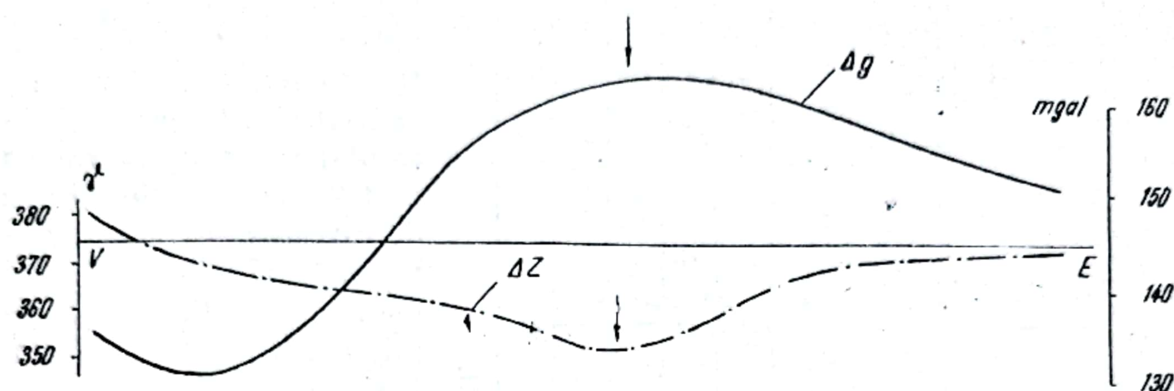


Fig. 305. Profil gravimetric şi magnetic prin apexul anomaliei Teliu-Întorsura Buzăului.

subsol diferite; astfel de anomalii pot avea acelaşi caracter de maxim sau minim sau pot avea caractere inverse.

În figura 306 este reprodus, după Visarion şi Andrei[1], un profil gravimetric (Δ*g*) şi magnetic (Δ*Z*), construit pe direcţia nord-vest — sud-est prin centrul depresiunii Haţeg.

În acest caz, anomalia gravimetrică este produsă de contrastul de masă creat între fundamentul cristalin mai dens al depresiunii post-tectonice Haţeg şi cuvertura sedimentară, iar anomalia magnetică este produsă de depozitele daniene în facies tufogen, cu o dispoziţie înclinată către centrul bazinului din cuprinsul cuverturii sedimentare cretacico-neogene.

Stabilirea legăturii sau lipsei de legătură genetică a anomaliilor mărimilor fizice este o problemă delicată şi trebuie procedat cu mult discernămînt, de la caz la caz, astfel putîndu-se deschide căi greşite pentru interpretarea geologică. Adesea şi cartarea insuficient de detaliată a anomaliilor poate conduce la o morfologie înşelătoare a acestora, aşa cum s-a întîmplat de altfel chiar în cazul anomaliilor discutate mai sus din Depresiunea Haţeg[2].

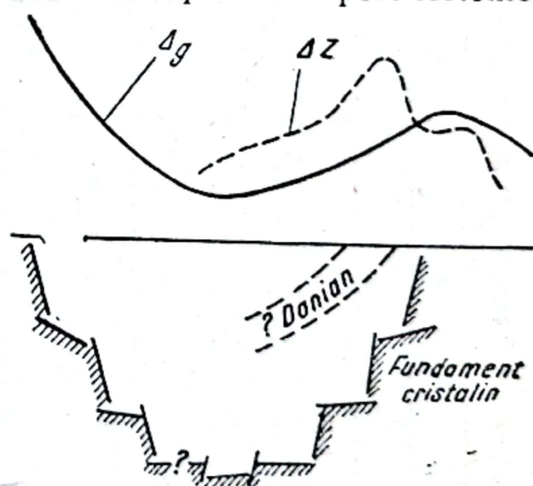


Fig. 306. Profil gravimetric şi magnetic prin centrul depresiunii Haţeg, construit după Visarion şi Andrei şi completat cu o secţiune geologică ipotetică.

[1] M. Visarion şi J. Andrei, *Noi date geofizice asupra zonei centrale a depresiunii Haţeg*, Studii şi cercetări de Geologie, V, 1, 1960.

[2] Sc. Stoenescu şi Şt. Airinei, *Contribuţii geofizice la cunoaşterea substratului bazinului Haţeg*, Bul. Şt. Acad. R.P.R., Secţia de geologie şi geografie, II, 2, 1957.

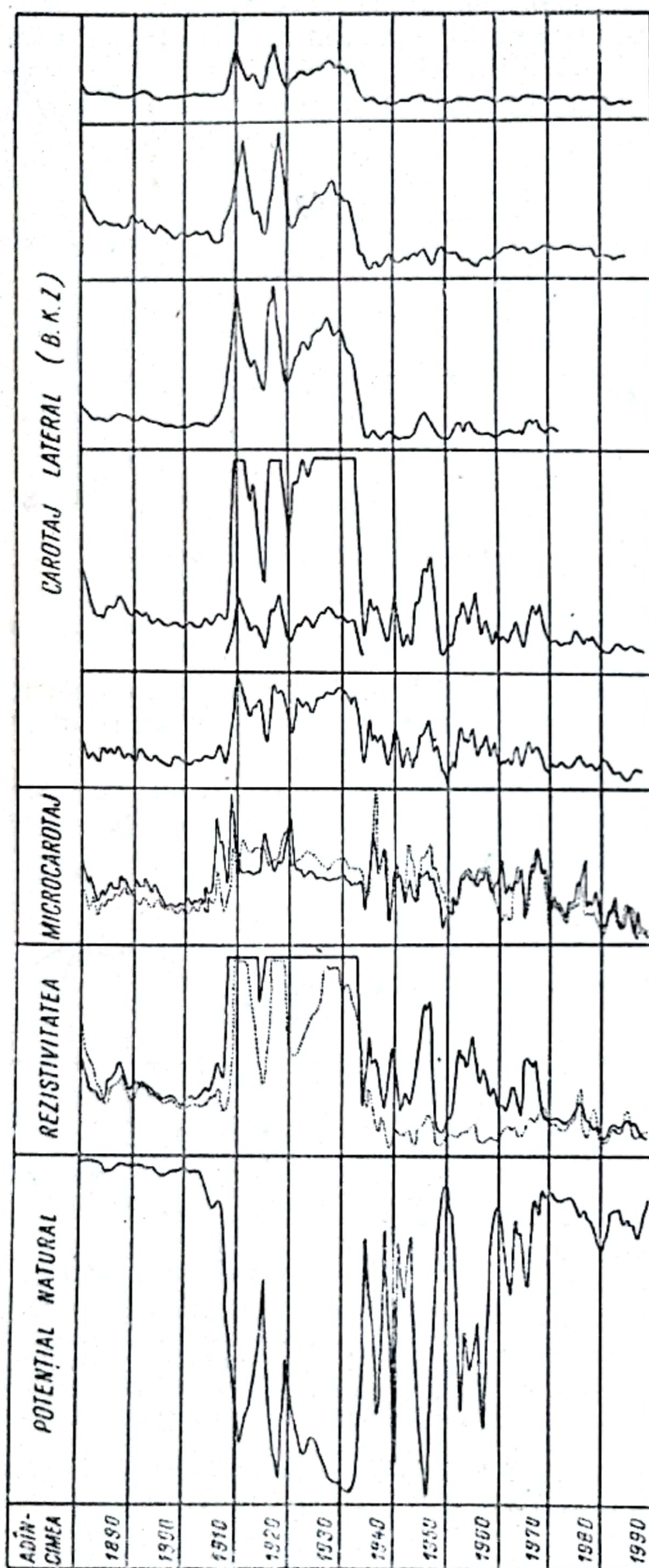


Fig. 307. Diagrame de carotaj electric, microcarotaj şi carotaj lateral la sonda 179, Ciureşti.

Pentru a lămuri şi mai bine această problemă, se dă încă un exemplu. În figura 307 este reprodusă o porţiune din diagramele de potenţial natural, rezistivitate aparentă, gradientul rezistivităţii aparente, microcarotaj şi carotaj lateral cu 5 distanţe laterale diferite de investigaţie, înregistrate la sonda 179 Ciureşti. Anomaliile potenţialului natural, a rezistivităţii aparente şi a gradientului acesteia indică pe intervalul 1908—1933 m existenţa unui pachet de roci cu porozitate mare (minim *PN*) şi cu rezistivitate specifică mare (maxim ρ_a), ceea ce ar conduce la ideia prezenţei unui nisip uscat sau eventual cu apă dulce; microcarotajul, dar mai ales carotajul lateral, arată că creşterea rezistivităţii aparente se datoreşte invadării noroiului de foraj din gaura de sondă în stratificaţie şi că pachetul de roci în discuţie are o rezistivitate aparentă mică (v. curba ultimă din dreapta), ceea ce permite formularea unei concluzii juste, şi anume că în cazul dat este vorba de un strat de nisip cu apă care are o oarecare salinitate.

În acest caz:

— anomalia *PN* şi anomalia ρ_a sînt anomalii nelegate genetic;

— anomalia de microcarotaj și, în parte, cele de carotaj lateral sînt anomalii legate genetic direct;

— anomalia *PN* și anomaliile de microcarotaj și, în parte, cele de carotaj lateral sînt anomalii legate genetic invers.

2. LEGĂTURILE POSIBILE ÎNTRE ELEMENTELE STRUCTURALE DEDUSE INDIRECT ȘI FORMELE DE ZĂCĂMÎNT ALE ROCILOR

Reflectarea caracteristicilor structurii geologice a subsolului în elemente structurale deduse indirect are loc pe baza existenței unor bune limite de separație a proprietăților elastice sau electrice (suprafețe de reflexie sau refracție a undelor elastice, pachete groase de roci bine diferențiate din punctul de vedere al rezistivității specifice etc.). Prezența unor elemente perturbatoare într-o secțiune geologică care îndeplinește aceste condiții, producînd reflexii multiple, difracții etc., a unor variații de facies litologic pe orizontală și deci și de viteză de propagare a undelor elastice sau de rezistivitate specifică, a unor strate acvifere de suprafață sau de adîncime, a unor pachete de roci care funcționează ca ecrane pentru propagarea undelor elastice sau a curentului electric etc., se vor putea transforma, în parte, în elemente structurale deduse, care nu au nici o legătură cu caracteristicile reale ale secțiunii geologice.

Și în cazul aplicării combinate a prospecțiunilor, seismometrică și electrometrică, se pot obține elemente structurale deduse, care au legătură genetică sau care sînt nelegate genetic.

În figura 308 este reprodusă, după G u m a r o v [1] o porțiune din harta structurală a Turcmeniei, cu izobatele orizontului seismic convențional „OSC_2“ și izoliniile rezistivității aparente pentru dispozitivul $\overline{AB}$ = 12 000 m.

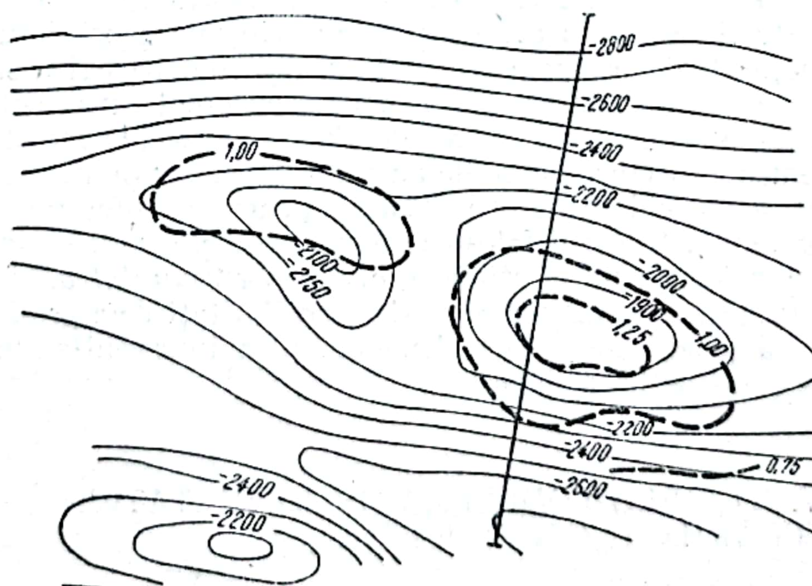


Fig. 308. Hartă structurală seismică-reflexie și cu izoohme pentru $\overline{AB}$ = 12 000 m, în Turcmenia.

[1] K. S. G u m a r o v, *O vozmojnostiah primenenia metoda VEZ v Komplekse gheofiziceskih issledovanii na nefti v iugozapadnoi Turkmenii*, Razvedocinaia i promîslovaia Gheofizika, 15, 1956.

Analizarea ei arată o bună circumscriere a anomaliilor rezistivității aparente, care atinge valori maxime pe cele două culminații ale ridicării anticlinale.

Figura 309 reproduce o secțiune seismică-electrometrică pe direcția profilului din figura 308. Se constată cu ușurință că, deși ca aspect general, atît

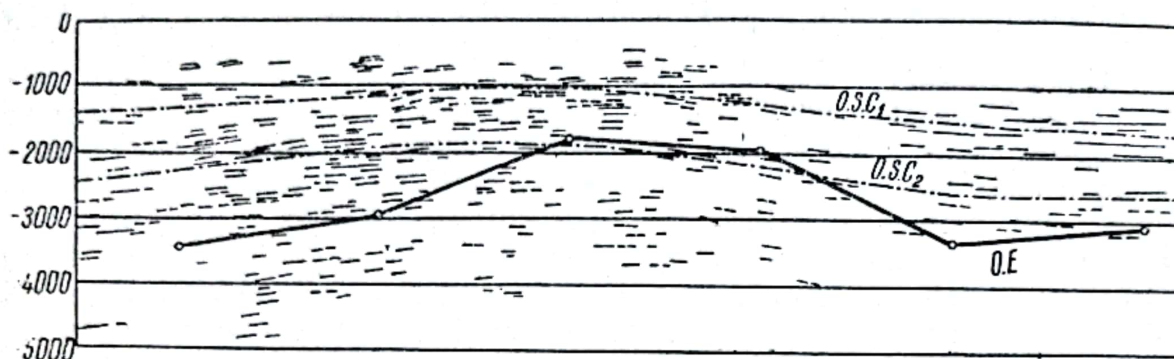


Fig. 309. Secțiune seismică-electrometrică în Turcmenia.

cele două orizonturi seismice convenționale („OSC_1“ și „OSC_2“) cît și orizontul electrometric de sprijin („OE“), construit prin interpretarea cantitativă a SEV-urilor, arată o ridicare anticlinală a formațiunilor, există, îndeosebi pe flancurile acesteia, neconcordanțe importante între cele două tipuri de elemente structurale deduse indirect. Astfel se poate spune că:

— în porțiunea ridicată a orizontului „OE“, elementele structurale deduse indirect prin prospecțiuni electrometrice și seismometrice sînt legate genetic, avînd drept cauză comună cutarea anticlinală a formațiunilor din subsol;

— de o parte și de alta a acestei porțiuni ridicate a orizontului „OE“, elementele structurale deduse prin prospecțiuni electrometrice și seismometrice nu sînt legate genetic; elementele seismometrice au drept cauză cutarea anticlinală a formațiunilor, în timp ce la cele electrometrice, la această cauză se mai adaugă elemente perturbatoare de adîncime și de suprafață (variații ale tipului de roci în nucleul structurii, strate acvifere de suprafață etc.).

Iată deci că, chiar în cazul folosirii complexe în procesul de interpretare geologică a metodelor de prospecțiune geofizică *cu controlul adîncimii*, care conduc la elemente structurale deduse, există posibilități de a greși din cauza lipsei de legătură genetică a acestor elemente, prin intervenția unor factori perturbatori în construcția geologică.

3. AVANTAJELE COMPLEXĂRII REZULTATELOR LUCRĂRILOR GEOFIZICE

Avantajele folosirii combinate a rezultatelor mai multor metode geofizice în procesul interpretării geologice complexe derivă atît din legăturile posibile între anomalii și elemente structurale deduse indirect, pe de o parte, și obiectele geologice din subsol, pe de altă parte, cît și din faptul că în diferitele mărimi fizice folosite se reflectă laturi diferite ale obiectului geologic respectiv.

În cazul în care anomaliile sau elementele structurale deduse într-o anumită zonă cercetată geofizic sînt legate genetic, acestea se vor controla reciproc, ceea ce va da un grad de siguranţă în plus asupra existenţei în subsol a unui anumit obiect geologic. Pe lîngă aceasta, reflectînd laturi diferite ale obiectului geologic, acesta va putea fi determinat mai complet şi în mai bune condiţii.

În cazul în care anomaliile sau elementele structurale deduse indirect sînt nelegate genetic, ele vor reflecta obiecte geologice diferite din subsol, ceea ce va permite stabilirea mai completă a structurii geologice ascunse a subsolului.

Pentru a lămuri mai bine avantajele care apar prin complexarea metodelor geofizice de prospecţiune şi carotaj, se dau în cele ce urmează cîteva exemple.

3.1. **Folosirea combinată a rezultatelor prospecţiunii gravimetrice, magnetometrice şi seismometrice.** Un exemplu în acest sens îl constituie prospecţiunile executate în regiunea Palazu-Mare, pentru stabilirea caracteristicilor structurii geologice şi determinarea zăcămintelor de fier din fundamentul precambrian.

În figura 310 este reprodus, după Suceava şi colaboratori [1], un profil pe direcţia nord — nord-vest, sud — sud-est prin apexul anomaliei gravimetrice Palazu-Mare, conţinînd anomalia gravimetrică (Δg), anomalia magnetică (ΔZ) şi relieful fundametului cristalin, determinat seismometric prin metoda KMPV. Paralelizarea celor trei serii de date geofizice pune în evidenţă faptul deosebit de important că anomaliile gravimetrică şi magnetică nu sînt legate genetic; anomalia gravimetrică este parţial produsă de relieful fundamentului

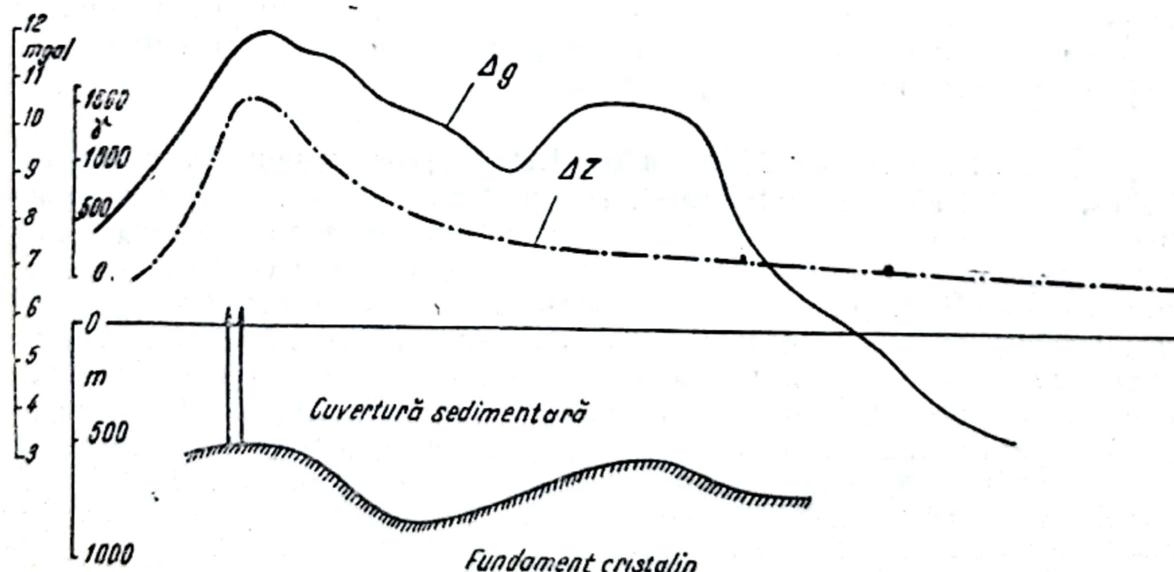


Fig. 310. Profil gravimetric-magnetometric-seismometric peste anomalia Palazu-Mare.

[1] M. Suceava, A. Solomon, Tr. Cristescu, şi R. Segal, *Noi date geofizice asupra anomaliei de la Palazu-Mare*

în contrast cu cuvertura sedimentară şi parţial de contraste de masă din cuprinsul cuverturii sedimentare, în timp ce anomalia magnetică este produsă de prezenţa în fundamentul cristalin a zăcămîntului de magnetit.

Observaţia de mai sus este întărită de profilul reprodus în figura 311, construit pe aceeaşi direcţie şi situat mai la vest de cel precedent, traversînd anomaliile gravimetrice de la nord şi sud Cocoşul.

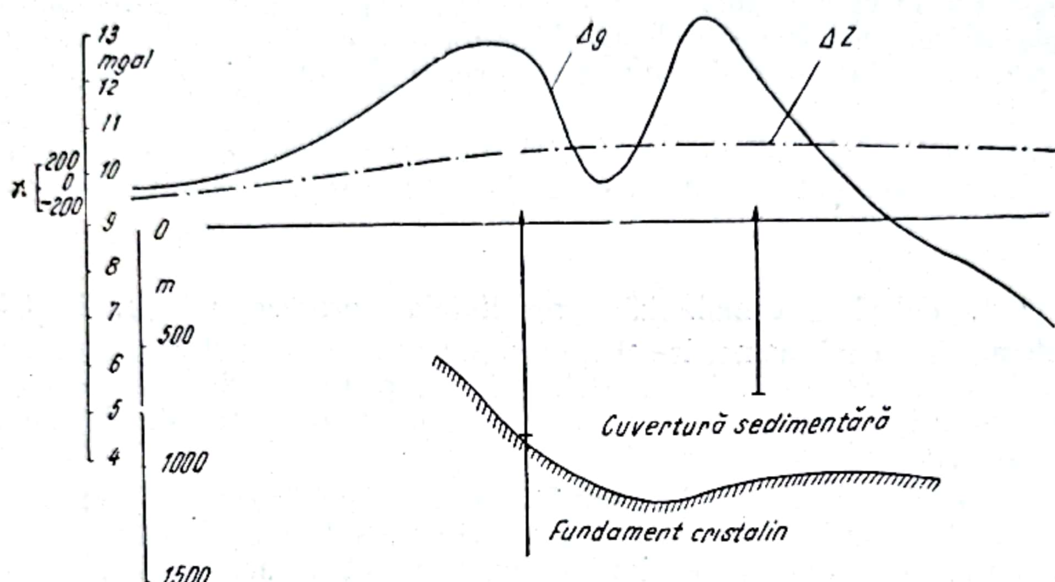


Fig. 311. Profil gravimetric-magnetometric-seismometric peste anomaliile nord şi sud Cocoşul.

Rezultatul interpretării complexe de mai sus a schimbat complet concepţia cu privire la structura geologică a acestei regiuni şi la posibilităţile de prospectare a zăcămintelor de fier în condiţiile respective, fapt care nu a putut fi obţinut mai înainte[1] din lipsa informaţiilor seismometrice şi a unora din forajele de explorare executate recent.

3.2. **Folosirea combinată a rezultatelor prospecţiunii seismometrice şi a carotajului electric.** În figura 312 este reprodusă, după Mc Carver[2], o porţiune din harta structurală a anticlinalului Odem, construită pe baza rezultatelor prospecţiunii seismometrice, prin metoda corelaţiei continue a undelor reflectate. În figura 313 este reprodusă o secţiune pe direcţia profilului marcat în figura 312, conţinînd orizontul seismic convenţional (OSC), construit pe baza rezultatelor seismometrice şi armonica carotajelor electrice, cu corelarea nivelurilor caracteristice care se reflectă în anomaliile acestora.

Se constată că, în general, prospecţiunea seismometrică a condus la o imagine fidelă a structurii ascunse a subsolului, singura neconcordanţă fiind legată doar de amplitudinea săriturii faliei.

[1] Sabba S. Ştefănescu, Şt. Airinei, R. Botezatu, Fl. Ionescu, D. Popovici şi Sc. Stoenescu, *Geophysical surveying for iron near Constanţa (Rumanian People's Republic)*, Revue de Géologie et de Géographie, V, 1, 1961.

[2] H. Mc Carver and L. G. West, *The Geology and Geophysics of the Odem Oil Field, San Patricio County-Texas*, Geophyxics, XII, 1, 1947.

Fig. 312. Harta structurală a anticlinalului Odem.

Fig. 313. Secţiune seismică cu armonica de carotaje electrice, transversală la anticlinalul Odem.

32—1660

3.3. Folosirea combinată a rezultatelor prospecţiunii gravimetrice şi seismometrice. Un interesant exemplar îl constituie combinarea prospecţiunilor gravimetrice şi seismometrice în regiunea Moineşti [1].

În figura 314 este reprodus un profil conţinînd secţiunea seismică construită pe baza rezultatelor seismosondajelor spaţiale şi interpretarea structurală (orizontul seismic convenţional trasat punctat), în paralel cu anomaliile cîmpului gravităţii şi a gradientului vertical de ordinul II al acestuia.

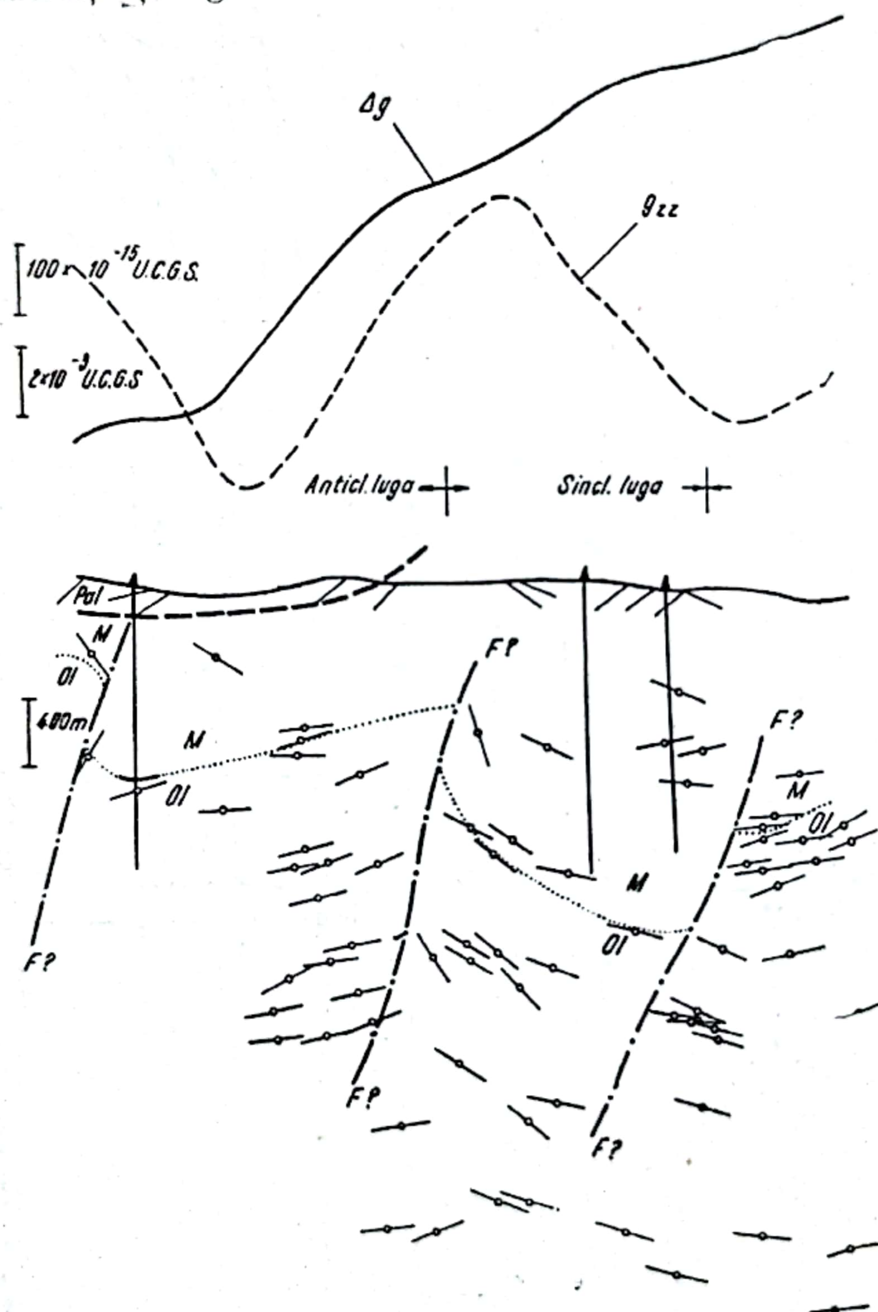


Fig. 314. Profil gravimetric-seismometric în regiunea Moineşti.

[1] V. Cucu, V. Chişcan, M. Chişcan, *Raport final asupra prospecţiunii seismice din zona Mihoc-Chilii-Solonţ*. Arhiva M.I.P. Ch, 1960.

Se constată corelaţia bună care există între formele structurale ale formaţiunilor miocen-paleogene şi anomaliilor g_{zz} îndeosebi fapt care a permis pe baza anomaliilor acestei mărimi şi a datelor de foraj extrapolarea informaţiilor structurale obţinute seismometric.

3.4. **Folosirea combinată a rezultatelor prospecţiunii seismometrice şi electrometrice.** Figura 315 reproduce un profil prin Peninsula Krasnovodsk,

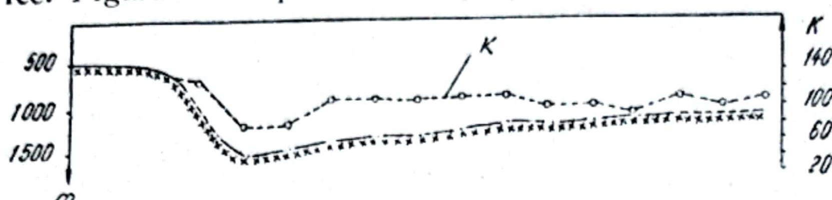


Fig. 315. Profil seismometric-electrometric în Peninsula Krasnovodsk.

după Nikitenko[1], în care este reprezentat fundamentul cristalin determinat prin prospecţiuni seismometrice pe baza undelor refractate (metoda KMPV), în paralel cu variaţia parametrului K ($K = \sqrt{ad - bc}$, v. cap. XXV), obţinut prin prospecţiunea electrometrică pe baza metodei curenţilor telurici.

În acest caz este remarcabilă imaginea structurală foarte asemănătoare obţinută prin cele două metode de prospecţiune geofizică arătînd că atît anomalia parametrului K cît şi relieful fundamentului determinat seismometric sînt legate genetic.

3.5. **Folosirea combinată a rezultatelor prospecţiunii gravimetrice, magnetometrice, seismometrice şi electrometrice.** În sfîrşit, în figura 316 este reprodus, după Fomina[2], un profil printr-o depresiune mezozoică de pe teritoriul U.R.S.S., pe care este înscrisă variaţia cîmpului gravităţii (Δg), a componentei verticale a cîmpului geomagnetic (ΔZ), a conductanţei unitare longitudinale (S), o secţiune de rezistivitate aparentă şi imaginea structurală pentru o stratificaţie cu trei strate, calculată pe baza SEV-urilor. Elementele de reflexie sînt obţinute din prospecţiuni seismometrice, iar unele detalii structurale ale secţiunii geologice sînt parţial stabilite, pe bază de foraje de explorare şi carotaje geofizice.

Existenţa unor bogate informaţii obţinute prin metodele geofizice, parţial controlate prin foraje (în zona anticlinalului din partea dreaptă a profilului), permit formularea unor interesante concluzii, atît în procesul de interpretare geologică complexă, cu privire la structura geologică a regiunii, cît şi asupra caracteristicilor reflectării acesteia în diversele mărimi fizice folosite.

Fără a intra în prea multe amănunte, este cazul de remarcat buna reflectare a reliefului fundamentului în anomalia gravimetrică şi mai ales în datele electrometrice şi totodată reflectarea foarte slabă a acestuia în anomalia magnetică, unde este combinată cu elemente de reflectare mai adînci (din interiorul fundamentului) şi posibil chiar din cuvertura sedimentară.

Apar clar din cele prezentate pînă acum posibilităţile mult mai mari pe care le oferă în procesul interpretării geologice complexarea

[1] K. I. Nikitenko, *Iz opîta primenenia metoda TT v SSSR, Razvedocinaia i* promîslovaia gheofizika, 33, 1959.

[2] V. I. Fomina, *Primenenie kacestvennoi interpretaţii krivîh zondirovania dlia gheotektoniceskogo raionirovania*, Razvedocinaia i promîslovaia gheofizika, 33, 1959.

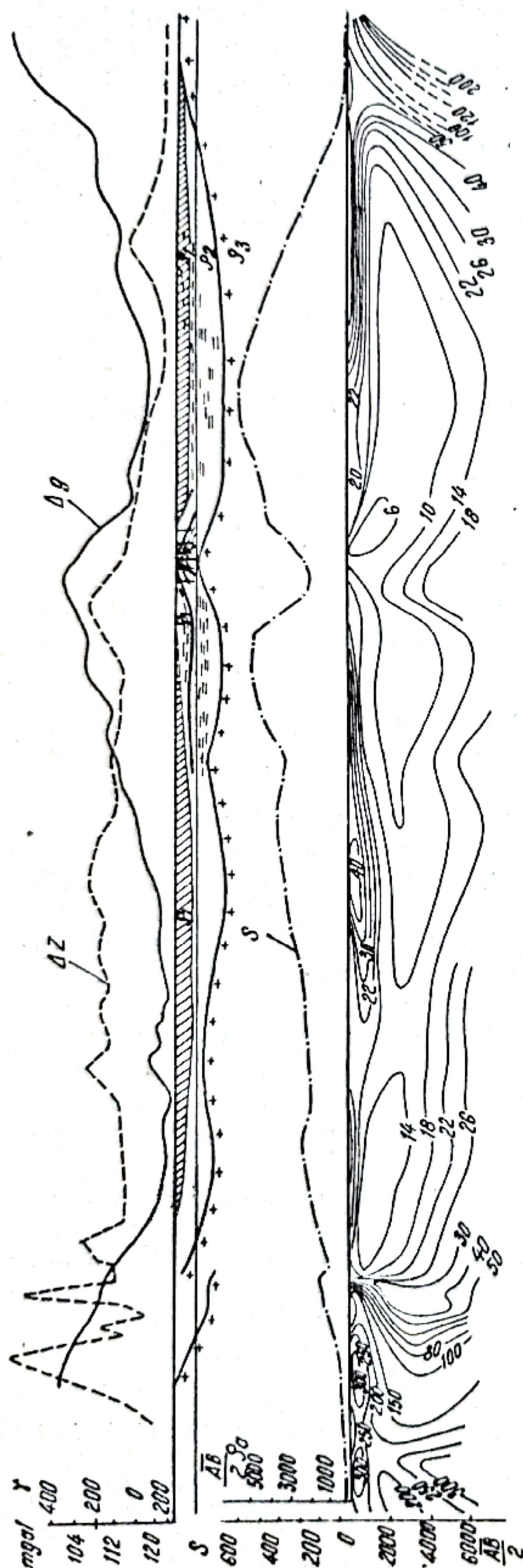


Fig. 316. Profil geologic-geofizic printr-o depresiune, mezozoică din U.R.S.S.

rezultatelor mai multor metode geofizice aplicate în aceeași regiune; acestea, împreună cu datele extrageofizice de care se dispune, constituie un material informativ prețios, pentru asigurarea creșterii eficienței interpretării geologice a rezultatelor lucrărilor geofizice.

Pentru aceste avantaje este necesar ca în interpretarea geologică a unor anomalii sau elemente structurale deduse indirect, ca rezultat al aplicării uneia din metodele geofizice, să fie folosite toate rezultatele geofizice anterioare, chiar dacă lucrările prin care au fost obținute au avut un alt caracter sau un alt obiectiv geologic. Desigur că cea mai bună soluție ar fi (așa cum de altfel s-a precizat la începutul acestui capitol), ca însăși lucrările geofizice, să se execute complex în teren, folosind cît mai multe metode; acest lucru nu este însă justificat întotdeauna sub aspectul tehnico-economic, conducînd la prețuri de cost dezavantajos de ridicate.

CAPITOLUL XLI

ASPECTELE TEHNICO-ECONOMICE ALE LUCRĂRILOR GEOFIZICE. EFICIENȚA ECONOMICĂ A ACESTORA

Este cunoscut faptul că în statele socialiste și, implicit, în Republica Populară Romînă, conducerea centralizată a economiei naționale este o necesitate obiectivă.

Proprietatea socialistă asupra mijloacelor de producţie face posibilă organizarea şi conducerea planificată a economiei naţionale. Transformarea economiei naţionale într-un tot economic unic, bazat pe proprietatea socialistă asupra mijloacelor de producţie, asigură cîmp larg de acţiune *legii dezvoltării planice proporţionale a economiei naţionale*, care este regulatorul repartiţiei mijloacelor de producţie şi a forţei de muncă în economia socialistă, în concordanţă cu legea economică fundamentală a socialismului.

Conducerea planificată pe baza unui plan unic asigură o dezvoltare armonioasă a tuturor ramurilor economiei naţionale şi permite concentrarea tuturor eforturilor pentru rezolvarea celor mai importante sarcini ale dezvoltării economiei socialiste şi, în primul rînd, crearea şi dezvoltarea cu precădere a industriei grele, cu pivotul ei industria constructoare de maşini. Industria grea este aceea care aprovizionează toate ramurile economiei naţionale cu utilaj, maşini, combustibil şi energie, creînd astfel condiţiile necesare pentru lărgirea sistematică a ramurilor producătoare de bunuri de consum, cum sînt agricultura, industria uşoară, industria alimentară etc. De aici rezultă clar necesitatea dezvoltării cu precădere a industriei grele, aşa cum s-a specificat mai sus.

În dezvoltarea industriei grele, un rol deosebit de important îl au cercetările geologice de toate tipurile, implicit cele geofizice. Cercetările geologice sînt acelea care creează baza de materii prime necesare atît industriei grele cît şi altor ramuri producătoare de bunuri de consum, asigurînd dezvoltarea armonioasă a acestora în cadrul economiei naţionale. Pentru aceasta, planificarea şi organizarea cercetărilor geologice în Republica Populară Romînă reprezintă o parte integrantă a planului de stat.

Pentru a ne da mai bine seama de importanţa acordată de statul nostru democrat-popular cercetărilor geologice în ţara noastră, sînt reproduse în tabelul de mai jos, după Raportul tovarăşului Gheorghe Gheorghiu-Dej la Congresul al III-lea al P.M.R., cîteva date referitoare la unele materii prime şi derivate ale acestora, din care reiese nivelul producţiei în anul 1959 şi sarcina de producţie la sfîrşitul planului şesenal, în anul 1965.

Aşa cum reiese de altfel şi din tabelul de mai jos, sarcinile principale în domeniul cercetărilor geologice privesc:

— creşterea bazei energetice, prin mărirea producţiei de cărbuni, petrol şi gaze naturale;

— asigurarea producţiei industriei siderurgice, prin mărirea producţiei de minereuri de fier, cărbuni cocsificabili, cărbuni, materiale refractare etc.;

— asigurarea producţiei industriei metalurgice, prin mărirea producţiei de metale neferoase, cum sînt: aluminiul, cuprul, plumbul, zincul etc.;

— asigurarea producţiei industriei chimice, prin mărirea producţiei de petrol, gaze naturale, sare, săruri de potasiu şi magneziu etc.;

— asigurarea realizării sarcinilor în domeniul construcţiilor, prin mărirea producţiei de roci utile.

Asupra importanţei acordate de statul nostru cercetărilor geologice sînt grăitoare cifrele următoare, extrase tot din Raportul prezentat de tovarăşul Gheorghe Gheorghiu-Dej la Congresul al III-lea al P.M.R. În perioada 1954—1959 a fost cheltuit pentru cercetări geologice un fond în valoare totală de 8 miliarde de lei; pentru perioada 1960—1965 au fost alocate 12 miliarde

Produsul	*Producția* în 1959	*Nivelul producției* în 1965
Cărbuni	7 977 000 t	11 500 000—12 500 000 t
Cocs metalurgic	609 000 t	1 600 000 t
Gaz metan	5 782 000 000 m³	13 300 000 000 m³
Minereu de fier	1 064 000 t	4 000 000 t
Aluminiu	—	20 000—30 000 t
Sodă calcinată și caustică	171 000 t	500 000 t
Îngrășăminte minerale 100%	52 000 t	500 000 t
Cauciuc sintetic	—	50 000 t
Mase plastice și rășini sintetice	6 600 t	95 000 t
Fibre și fire sintetice	300 t	13 000 t

de lei în același scop, din care circa 2 miliarde special pentru utilaje și aparatură modernă de cele mai noi tipuri.

În cadrul general al cercetărilor geologice, cercetările geofizice, la rîndul lor, ocupă un rol deosebit de important. Lucrările geofizice sînt prezente în toate etapele de cercetare geologică; prospecțiune geologică — prospecțiune geofizică; explorare — carotaj geofizic, măsurători geofizice speciale în mine sau sonde; exploatare — carotaj geofizic. Ridicarea continuă a eficienței economice a lucrărilor geologice [1], sarcină permanentă în acest domeniu de activitate, nu este de conceput în momentul de față fără efectuarea tuturor cercetărilor geofizice adecvate acestora. După specificul cercetării geofizice și a problemei geologice de rezolvat, ca și în funcție de etapa de cercetare geologică la care se referă, planificarea și organizarea lucrărilor geofizice este diferită. În cele ce urmează vor fi tratate separat, pe de o parte, lucrările de prospecțiuni geofizice și, pe de altă parte, lucrările de carotaj geofizic, ca avînd specificuri de organizare și de planificare complet diferite.

1. LUCRĂRILE GEOFIZICE DE PROSPECȚIUNE

În legătură cu efectuarea lucrărilor de prospecțiuni geofizice sînt de precizat următoarele:

1.1. **Organizarea**. Cea mai mică unitate organizatorică, operativă, de prospecțiuni geofizice este *formațiunea de prospecțiuni geofizice*. Formațiunile sînt specializate pe metode de prospecțiune geofizică. Astfel există formațiuni de prospecțiuni gravimetrice, magnetometrice, seismometrice, electrometrice sau radiometrice. Este posibilă însă și organizarea de forma-

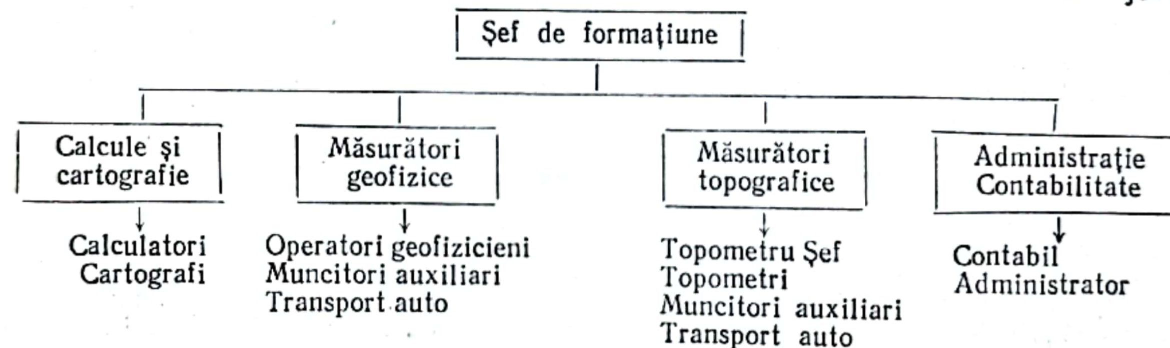
[1] Eficiența economică se exprimă în ultima instanță în lei/tona de rezervă de minereu determinată prin totalitatea cercetărilor geologice efectuate.

ţiuni mixte de prospecţiuni, cum ar fi, de exemplu, gravimetrice-magnetometrice, magnetometrice-radiometrice, electrometrice-magnetometrice etc., atunci cînd nevoile de organizare cer aceasta. Soluţia organizatorică cea mai bună rămîne însă aceea de formaţiune specializată pe metode de prospecţiune, deoarece, pe de o parte, specializarea personalului asigură o rezolvare mai eficientă a problemelor geologice, iar pe de altă parte numărul mai mic de personal asigură funcţionarea formaţiunii în mai bune condiţii şi cu o eficienţă economică mai ridicată.

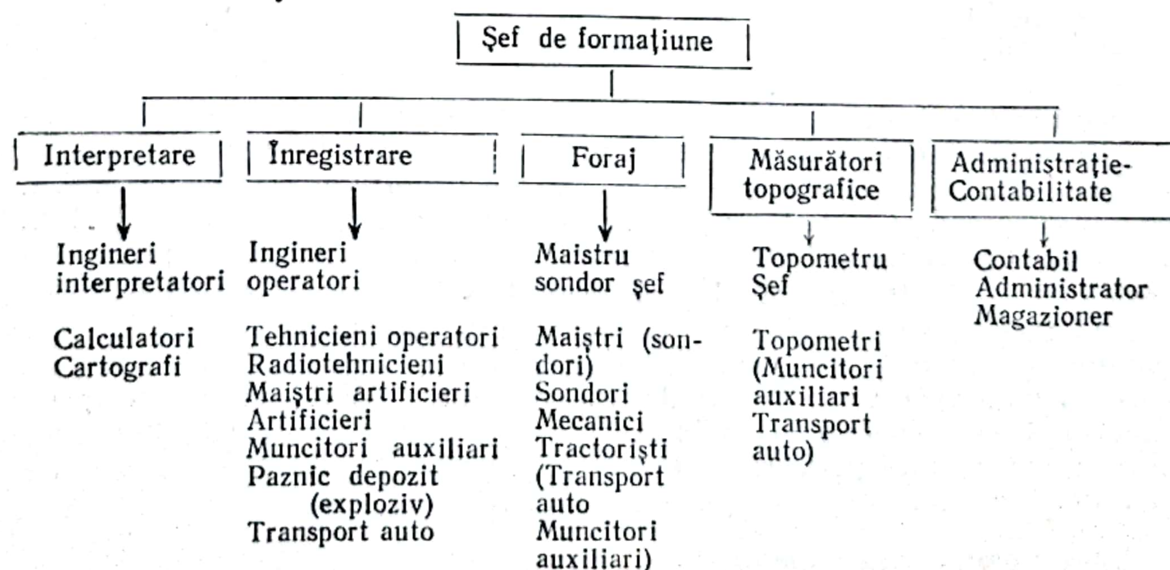
Funcţiunile unei formaţiuni, privite în mic bineînţeles, sînt aproape acelea ale unei întreprinderi. Independenţa organizatorică şi operativă pe care o au formaţiunile a făcut ca la o parte din ele, cum sînt cele gravimetrice sau seismometrice care au un personal mai numeros, să se acorde şi independenţă economică, fiind organizate pe principiul de *gospodărie socialistă.*

Formaţiunile de prospecţiuni geofizice sînt conduse de un şef de formaţiune (care este întotdeauna un inginer geofizician) şi au personal ingineresc, tehnic şi administrativ, precum şi muncitorii necesari îndeplinirii tuturor funcţiunilor de producţie şi administrare.

Schema de principiu a unei formaţiuni de prospecţiuni gravimetrice, magnetometrice, electrometrice sau radiometrice este cea de mai jos:



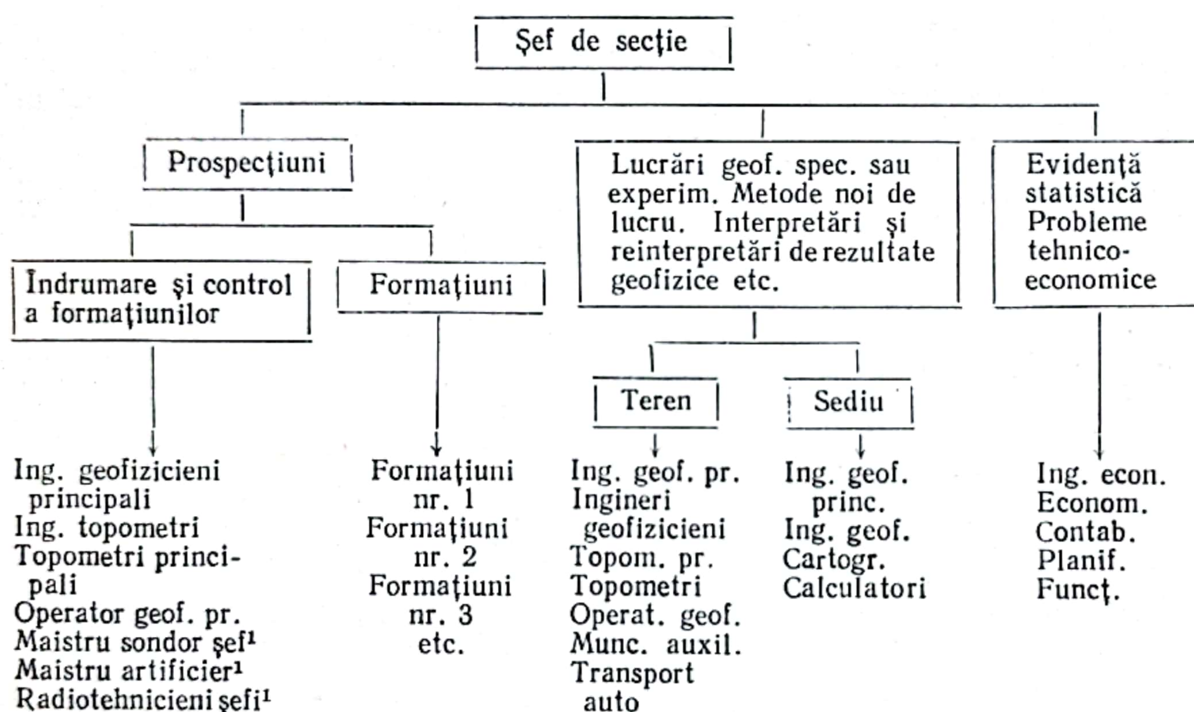
Schema de principiu a unei formaţiuni de prospecţiuni seismometrice este cea de mai jos:



Formaţiunile de prospecţiuni geofizice pot fi simple, duble sau triple, după cum aparatura geofizică specifică este în exemplar unic, dublu sau triplu. În funcţie de aceasta se stabileşte numărul de persoane pe fiecare funcţiune specifică din schemele de principiu de mai sus.

Formaţiunile de prospecţiuni geofizice sînt grupate în general pe *secţii de specialitate*. Astfel sînt secţii de gravimetrie, magnetometrie, electrometrie, radiometrie şi seismometrie. Este posibilă şi gruparea formaţiunilor pe *secţii complexe*, care să conţină formaţiuni pentru mai multe sau chiar toate metodele de prospecţiuni geofizice. Ca şi în cazul formaţiunilor, gruparea acestora pe secţii de specialitate aduce avantajul specializării pentru rezolvarea cu mai multă eficienţă a problemelor geologice.

Schema de principiu a unei secţii de specialitate este următoarea:



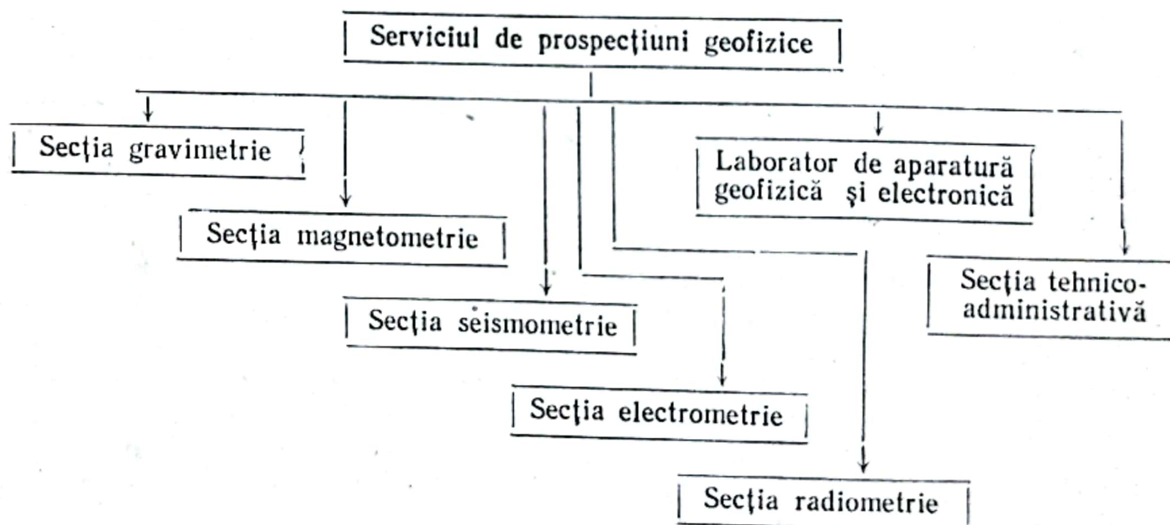
Secţiile sînt unităţile operative şi organizatorice pe care se face defalcarea sarcinilor de plan la toţi indicii tehnico-economici, la nivel de intreprindere. Defalcarea sarcinilor de plan pe formaţiuni are un caracter intern, făcîndu-se în cadrul secţiei de care acestea aparţin; pe aceasta, numărul de formaţiuni din cuprinsul unei secţii este determinat de volumul producţiei planificate pentru secţia respectivă şi poate fi variabil de la un an la altul.

Tot secţiile sînt acelea care întocmesc planurile de import de utilaje, aparatură şi materiale care nu se pot procura din ţară, planurile de aprovizionare cu materiale din ţară, planul forţelor de muncă, planurile de transport, planurile de cheltuieli, planul tehnic etc., toate acestea bineînţeles în acord cu dinamica planificată a creşterii volumului producţiei. Ele fac autorecepţia lucrărilor executate de formaţiuni, controlînd întreg materialul informativ

[1] numai pentru secţia seismometrie.

colectat pe teren, supraveghează și ajută la întocmirea rapoartelor de lucrări, formulează propunerile de explorare și fac propuneri de lucrări și teme de executat în anii următori, care să fie înscrise în planul general de lucrări al întreprinderii; urmăresc realizarea planului la toți indicii tehnico-economici și intervin operativ în organizarea și activitatea formațiunilor atunci cînd procesul de producție nu are ritmicitatea normală; se preocupă de introducerea tehnicii noi pentru îmbunătățirea continuă a procesului de producție, urmăresc aplicarea și rezultatele introducerii inovațiilor și raționalizărilor și fac propuneri de teme pentru inovații, pe baza analizei atente a procesului de producție; colaborează cu toate organele întreprinderii în problemele tehnico-administrative și financiar-contabile care interesează secția; execută lucrări speciale pe teren sau la sediu, lucrări experimentale; execută interpretări și reinterpretări de date geofizice, construiesc hărți geofizice în alte ipoteze fizico-geologice decît acelea folosite de formațiuni pentru îmbunătățirea materialului geofizic, construiesc hărți de sinteză parțială pe regiuni administrative, unități geologice sau substanțe minerale utile; întocmesc evidența tuturor lucrărilor executate pînă în prezent cu caracteristicile acestora și execută lucrările statistice legate de acestea etc.

Secțiile de specialitate sau secțiile complexe sînt grupate într-un *serviciu de prospecțiuni geofizice*. Schema de principiu a unui serviciu de prospecțiuni geofizice este cea de mai jos:



Ca și secțiile, serviciul de prospecțiuni geofizice este condus de un inginer de specialitate.

Serviciul de prospecțiuni geofizice nu are un caracter operativ, ci funcțional; unitățile operative din cadrul serviciului sînt secțiile. Rolul serviciului este de a coordona și îndruma activitatea secțiilor care au sarcini de plan concrete.

Este posibilă și organizarea activității de prospecțiuni geofizice într-o *întreprindere de prospecțiuni geofizice*; în acest caz, secțiile de specialitate sînt ridicate la rangul de servicii. Este de asemenea posibilă defalcarea unor sarcini din cadrul secțiilor, așa cum au fost prezentate, cum ar fi de exemplu, lucră-

rile speciale, experimentale, lucrările de interpretare și reinterpretare a prospecțiunilor de sinteză parțială etc. și gruparea acestora într-o *secție de tematică*, sau, în cazul unei întreprinderi, într-un *serviciu de tematică*.

Oricare ar fi însă organizarea activității de prospecțiuni geofizice, într-un serviciu sau întreprindere, trebuie să conțină unități organizatorice specifice, așa cum reiese din cele expuse mai sus.

1.2. **Planificarea.** Serviciul de prospecțiuni geofizice lucrează pe baza unui plan, derivat din planul de stat și defalcat pe secții și formațiuni, cu sarcini concrete repartizate pînă la ultimul salariat.

Secțiunile planului sînt următoarele:

— *Planul de producție.* Planul de producție este exprimat în unități convenționale, reprezintă volumul producției anuale și este defalcat pe secții și formațiuni, precum și pe trimestre și luni.

O unitate convențională reprezintă o unitate fizică (o stație de gravimetrie sau magnetometrie, un dispozitiv SEV, o întindere pentru împușcarea într-un sens la metoda corelației continue a undelor reflectate etc.) executată în anumite condiții. Trecerea de la o condițiune de teren la alta se face cu ajutorul unor *coeficienți de transformare*, care exprimă echivalența diferitelor condiții reale în unități convenționale. *Coeficientul de transformare* este determinat ca raportul dintre timpul necesar realizării unei unități fizice într-o condiție oarecare și timpul necesar realizării unei unități fizice în condiția aleasă ca tip.

C a l c u l u l r e a l i z ă r i l o r d e p l a n se face înmulțind numărul de unități fizice realizate cu coeficienții de transformare corespunzători condițiilor de teren, în care au fost realizate și însumarea tuturor realizărilor parțiale din cuprinsul unei luni. Totalul punctelor convenționale realizate lunar se înmulțește cu coeficientul mediu de calitate al lunii respective, calculat separat pe bază de norme de calitate și rezultatul reprezintă producția lunară.

Realizarea sarcinilor de plan este urmărită lunar, trimestrial și anual, pe toate tipurile de prospecțiuni geofizice.

— *Planul de muncă și salarii.* Acesta conține numărul mediu scriptic al personalului de toate categoriile, salariile medii pe categorii de salariați și fondul de salarii, precum și planul de creștere a productivității muncii.

P r o d u c t i v i t a t e a m u n c i i reprezintă raportul dintre realizarea medie pe unitatea de timp și sarcina de plan pe aceeași unitate de timp și se exprimă de obicei în lei/cap de salariat.

Planul de muncă și salarii este de asemenea defalcat pe secții și formațiuni, precum și pe trimestre și luni; urmărirea realizărilor se face lunar, trimestrial și anual, pe secții și formațiuni.

— *Planul prețului de cost.* Planul prețului de cost conține sarcinile privitoare la prețul de cost al producției și la reducerea acestuia pe punctul convențional la diferitele tipuri de prospecțiuni geofizice; costurile producției pe elementele prețului de cost, precum și planurile de cheltuieli directe pe secții și indirecte pe întreprindere.

Realizările prețului de cost al producției sînt comparate cu prețuri medii plafon sau cu prețuri de deviz cu sarcină planificată de reducere, stabilite

pentru fiecare tip de prospecţiune geofizică, care au o dinamică mobilizatoare de la un an la altul şi care sînt fixate cu anticipaţie la începutul fiecărui an. Urmărirea realizării preţului de cost se face trimestrial şi anual, pe secţii.

— *Planul tehnic.* Această secţie a planului cuprinde planul de cercetări tehnico-ştiinţifice, planul de perfecţionare a tehnologiei producţiei şi planul de măsuri tehnico-organizatorice, reprezentînd în fapt programul pentru înfăptuirea programului tehnic.

Planul tehnic este defalcat pe servicii şi secţii; urmărirea realizării lui se face trimestrial şi anual, pe secţii şi serviciul de prospecţiuni geofizice.

— *Planul de aprovizionare tehnică-materială.* Această secţiune a planului conţine necesarul de materiale, piese de schimb, carburanţi, lubrifianţi, precum şi termenele de livrare a acestora în magazia întreprinderii şi în magaziile formaţiunilor. El este întocmit pe baza normelor de consum şi a normelor pentru stocurile de materiale.

Planul de aprovizionare tehnică-materială este defalcat pe secţii şi formaţiuni, precum şi anual, trimestrial şi lunar.

— *Planul financiar.* Planul financiar cuprinde cheltuielile de producţie, încasările din desfacerea producţiei, necesităţile de mijloace circulante şi mărimea creditelor necesare pe termene scurte. El este defalcat lunar, trimestrial şi anual, pe serviciul prospecţiuni geofizice, secţii şi formaţiuni.

1.3. Executarea lucrărilor de prospecţiuni geofizice

Executarea lucrărilor de prospecţiuni geofizice comportă trei etape principale, şi anume:

— etapa de proiectare a lucrărilor şi de deschidere a finanţării;

— etapa de măsurători de teren;

— etapa de definitivare a măsurătorilor şi de întocmire a raportului de lucrări.

Prima şi a treia etapă se execută la sediu; a doua în teren.

— *Etapa de proiectare a lucrărilor şi de deschidere a finanţării.* Orice lucrare de prospecţiune geofizică începe printr-o *comandă*, emisă fie de ministerul de care aparţine întreprinderea, fie de un alt minister, prin intermediul ministerului tutelar. În comandă este fixat numărul şi enunţul problemei, precum şi volumul de lucrări; de exemplu: comanda 153, problema XXI/3. Prospecţiuni magnetometrice-electrometrice (potenţial natural) pentru mineralizaţii de sulfuri complexe în Carpaţii Orientali, sectorul Valea Cerbului-Valea Rece, în volum de 3 500 p. c.

Comanda este transmisă prin întreprindere, serviciu şi secţie, uneia sau mai multor formaţiuni cărora le este repartizată, care întocmesc proiectul tehnic al lucrării. Proiectul tehnic este documentul de bază, care, după prealabila aprobare a organelor superioare, devine programul de lucru al fiecărei formaţiuni şi reprezintă concretizarea la condiţiile reale de teren a sarcinii

de plan exprimată în puncte convenţionale[1]. Un plan pentru proiectul tehnic este reprodus mai jos:

PROIECT TEHNIC

Text:

I. Introducere.
II. Cercetări geofizice şi geologice anterioare în regiune.
III. Proiectarea lucrărilor geofizice:
— Problemele geologice propuse spre rezolvare prin prospecţiuni geofizice.
— Justificarea fizico-geologică a aplicării prospecţiunilor geofizice.
— Metodica şi tehnica de lucru propusă pentru prospecţiunile geofizice.
IV. Defalcarea sarcinilor de plan (în timp şi spaţiu); Propuneri pentru coeficienţi medii de transformare.
V. Dotarea formaţiunii cu aparatură, utilaj şi mijloace de transport.
VI. Planul forţelor de muncă.
VII. Planul de aprovizionare.
VIII. Modul de prezentare a rezultatelor prospecţiunii geofizice:
— parţiale (lunar şi trimestrial)
— definitive (anual).
IX. Bibliografie.

Anexe grafice:

I. Plan de situaţie a desfăşurării lucrărilor, cu defalcarea zonelor care se vor măsura lunar.
II. Harta geologică a regiunii, la scara la care se vor executa lucrările.
III. Harta cu cercetările geofizice anterioare în regiunea de lucru, la aceeaşi scară.

Deschiderea finanţării lucrărilor se face pe baza a două documente, şi anume: *memoriul tehnico-economic* şi *devizul lucrărilor*.

Memoriul tehnico-economic cuprinde justificarea tehnică şi economică a lucrărilor propuse, modul cum acestea se încadrează în sarcinile de bază ale planului de dezvoltare a economiei naţionale, estimarea rezervelor de materii prime care vor putea fi descoperite în urma acestor lucrări, precum şi valoarea acestor lucrări.

Devizul lucrării cuprinde calculul valorii lucrărilor pe elementele preţului de cost şi se întocmeşte pe bază de norme de deviz, în funcţie de comanda, problema şi proiectul tehnic redactat. Un plan pentru devizul lucrării este reprodus mai jos [2].

DEVIZUL LUCRĂRII

Cheltuieli directe:

1) Materiale.
2) Manopera.

---

[1] E. Tătaru, ...R Botezatu, ...E Schlessinger, *Instrucţiuni pentru planificarea şi raportarea realizării lucrărilor geologice în R.P.R.*, CSP, MIPCh-CG, 1960 (pentru uz intern).

[2] Comitetul Geologic, *Indicator de Norme de Deviz pentru lucrări geologice*, Bucureşti, Ed. tehnică, 1955, 1958, 1960.

3) Utilaj.
4) Transport.
5) Total cheltuieli directe (1 + 2 + 3 + 4).

Cheltuieli indirecte:
6) Cheltuieli generale (se aplică, în %, la punctul 5)
7) Sarcini sociale (se aplică, în %, la punctul 2).
8) Total cheltuieli indirecte (6 + 7).

Cheltuieli adăugate la total:
9) Total cheltuieli directe și indirecte (5 + 8).
10) Beneficiu legal......% (se aplică la punctul 5).
11) Total cheltuieli (9 + 10).
12) Impozit......% (se aplică la punctul 11).
13) Total cheltuieli (11 + 12).
14) Comision B.C.I.......% (se aplică la punctul 13).

Valoarea devizului:
15) Valoarea totală a devizului (13 + 14).

Prețul mediu unitar:
16) Prețul mediu pe 1 p. c. (Raportul dintre valoarea de la punctul 13 și sarcina de producție în puncte convenționale pentru care a fost calculat devizul.)

După cum se poate constata din cele de mai sus, devizele se calculează față de unitățile în care se exprimă producția, adică puncte convenționale.

Prețurile pe baza cărora se calculează cheltuielile pe fiecare capitol de deviz sînt stabilite prin norme de deviz sau prin cataloage de prețuri republicane. Normele sînt următoarele:

— Norme de consum materiale (consumuri specifice pe un punct convențional la toate tipurile de lucrări geofizice sau pe un metru forat la forajul seismic).
— Norme de manoperă:
  — formațiuni tip;
  — norme de producție;
  — norme de revizie și control.
— Norme de transport.
— Norme de utilaj [1]:
  — tabele de utilaje normate pe formațiuni-tip;
  — amortisment utilaj;
  — norme de reparații.

Devizele se întocmesc separat pentru cele trei etape principale de executare a lucrărilor.

După ce întreaga documentație specificată mai sus a fost întocmită și B.C.I. (Banca de Credit și Investiții) a deschis finanțarea, se poate începe a doua etapă, adică aceea a măsurătorilor de teren.

— *Etapa de măsurători de teren.* Această etapă comportă și ea trei faze distincte, și anume: deplasarea formațiunii de la centrală la sediul din teren,

---

[1] Comitetul Geologic, *Instrucțiuni pentru planificarea și executarea lucrărilor periodice preventive de întreținere și reparație a utilajului, mijloacelor de transport, instalațiilor și aparatelor utilizate de către Comitetul Geologic*, Ed. tehnică, 1955.

instalarea și pregătirea începerii măsurătorilor, inclusiv recunoașterea terenului; executarea propriu-zisă a măsurătorilor; lichidarea lucrărilor și deplasarea formațiunii din teren la centrală.

Executarea măsurătorilor se face cu respectarea strictă a disciplinii în muncă [1], a perimetrelor planificate, a metodicii și tehnicii de lucru, a coeficienților de transformare pentru calculul realizărilor de plan, a toleranțelor admise pentru precizia măsurătorilor, a sarcinilor cantitative și a termenelor, așa cum sînt înscrise în proiectul tehnic aprobat de organele superioare. Ieșirea din cadrul prevederilor proiectului tehnic nu este permisă decît pe baza unei comenzi suplimentare sau a unei dispoziții de lucru scrise, care emană de la direcția generală a ministerului tutelar și după ce în prealabil a fost întocmit un supliment de proiect tehnic care a fost aprobat de organele superioare.

— *Etapa de definitivare a măsurătorilor și de întocmire a Raportului de lucrări*. În această etapă se execută verificarea întregului material informativ acumulat în perioada de măsurători de teren, se prelucrează în diferite ipoteze fizico-geologice, se fac reprezentările grafice și cartografice cele mai potrivite și se efectuează interpretarea geologică a datelor geofizice aduse în stadiul final de definitivare. Rezultatele de ordin tehnico-economic, tehnic și științific care reiese din executarea întregii lucrări fac obiectul unui raport pe care îl întocmește formațiunea de prospecțiuni geofizice, cu sprijinul și acordul secției din care face parte și cu acordul serviciului de prospecțiuni geofizice și al direcției întreprinderii [2].

Un plan pentru întocmirea raportului este reprodus mai jos:

RAPORT DE PROSPECȚIUNE GEOFIZICĂ

Text:

I. Introducere (precizarea regiunii de lucru, schema lucrărilor executate și justificarea ei, componența și utilajul tehnic al formațiunii, indicii tehnico-economici planificați și realizați, realizări la transporturi auto etc.).

II. Caracteristica geologică și geofizică a regiunii prospectate (morfologia și hidrografia regiunii, lucrări geologice și geofizice anterioare și principalele rezultate ale acestora).

III. Metodica și tehnica lucrărilor de teren (metoda de lucru folosită, aparatura, precizia măsurătorilor, indici de calitate, precizia datelor finale).

IV. Interpretarea materialului privind lucrările geofizice (determinări directe și indirecte a proprietăților fizice ale rocilor cu rezultate numerice, interpretarea acestor date, interpretarea carotajelor geofizice eventual existente în regiune etc.).

V. Rezultatele prospecțiunii geofizice (descrierea anomaliilor geofizice sau a elementelor structurale determinate prin lucrarea respectivă, încadrarea lor în anomaliile sau elementele structurale regionale).

---

[1] Comitetul Geologic, *Îndrumător în problemele de protecția muncii, aspecte, îndrumări, legislație, formularistică*), București, Ed. tehnică, 1958.

[2] Ministerul Geologiei și protecției subsolului U.R.S.S. *Instrucțiuni provizorii referitoare la ordinea prelucrării materialelor geologice, întocmirea, avizarea și predarea Rapoartelor geologice*, București, I.D.T., 1951 (trad. din limba rusă).

VI. Interpretarea geologică a rezultatelor geofizice (transpunerea în termeni geologici a elementelor geofizice determinate).

VII. Concluzii (eficienţa geologică şi economică a prospecţiunii geofizice, principalele rezultate geologice obţinute prin aceasta).

VIII. Propuneri (continuare de lucrări geofizice, detalieri geofizice, lucrări de explorare prin şanţuri, galerii, puţuri, foraje etc.).

IX. Bibliografie.

Anexe grafice:

I. Plan de situaţie a lucrărilor.

II. Harta geofizică a regiunii, avînd suprapuse în culori elementele geologice principale.

III. Diverse prelucrări după datele geofizice de bază.

IV. Profiluri şi secţiuni caracteristice, cu ipoteze de interpretare geologică.

1.4. Controlul realizării sarcinilor de plan şi a evoluţiei rezolvării problemei geologice. Controlul realizării ritmice a sarcinilor de producţie la indicii tehnico-economici de plan şi a evoluţiei rezolvării problemelor geologice puse formaţiunilor de prospecţiuni geofizice se execută lunar, trimestrial şi anual şi prin sondaje şi inspecţii accidentale de către inginerii principali din secţii, şefii de secţie, şeful de serviciu de prospecţiuni geofizice, geologul-şef şi directorul întreprinderii (ca şefi în scară ierarhică), precum şi de către persoane cu delegaţie din serviciile de control tehnic şi tehnica nouă şi de controlul financiar intern; de asemenea, din conducerea ministerului sau a direcţiei generale tutelare.

Controlul priveşte toate etapele lucrărilor geofizice şi se exercită prin recepţii şi autorecepţii la sediul întreprinderii, situaţii şi rapoarte preliminare predate de formaţiuni sau prin inspecţii accidentale pe teren.

1.5. Valorificarea lucrărilor de prospecţiuni geofizice. Valorificarea lucrărilor de prospecţiuni geofizice are două aspecte, şi anume:

— *Valorificarea economică*, care se face prin încasarea de către întreprindere a valorii producţiei realizate la preţul mediu plafon planificat sau la preţul de deviz cu sarcină de reducere planificată. Diferenţa dintre valoarea producţiei realizate la preţul de cost real şi valoarea producţiei realizate la preţul mediu plafon planificat reprezintă *beneficiul* provenit din efortul întreprinderii şi merge la fondul de acumulări al acesteia.

— *Valorificarea economico-minieră şi ştiinţifică*, care se face prin predarea către direcţia generală tutelară şi ministerul de resort a obiectivelor pentru explorare în vederea măririi rezervelor de materii prime ale statului şi a informaţiilor de ordin general, care conduc la mai bună cunoaştere a subsolului patriei noastre. Acestea deschid sau contribuie la rezolvarea problemelor de raionare metalo-genetică, de geneză şi de condiţii de acumulare a substanţelor minerale utile, de existenţă a unor accidente tectonice, care pot funcţiona ca zone de migrare a substanţelor minerale utile, de construcţie a subsolului, sub forma unor elemente geologice necunoscute etc.

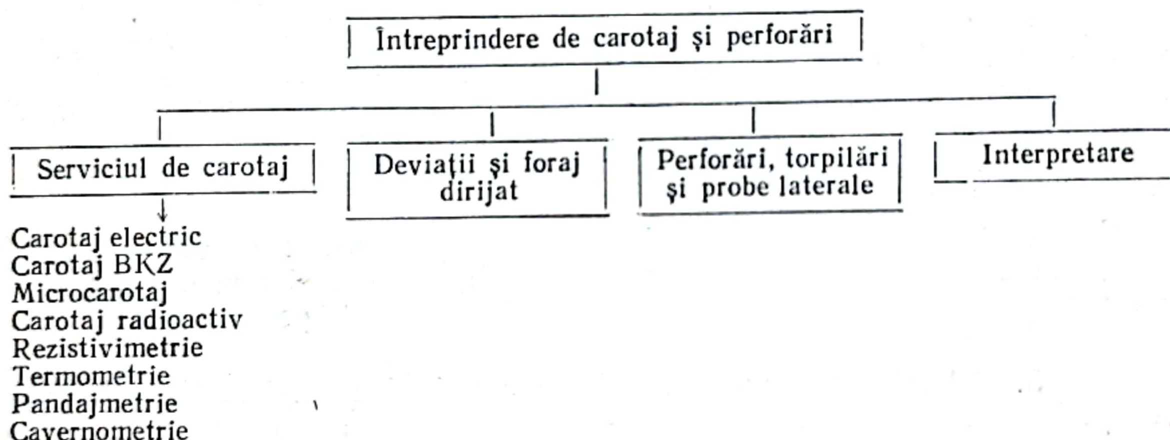
2. LUCRĂRILE GEOFIZICE DE CAROTAJ

În legătură cu efectuarea lucrărilor de carotaj geofizic sînt de precizat următoarele:

2.1. **Organizarea.** Cea mai mică unitate organizatorică, operativă este *formațiunea sau echipa specializată într-o anumită operațiune de geofizică industrială*; pot fi însă și cu *caracter complex*, pentru a executa două sau mai multe operații speciale, dacă condițiile tehnice și caracteristicile metodologice permit și dacă rațiuni economice impun aceasta.

Organizarea acestor formațiuni este mai simplă decît a celor de prospecțiuni geofizice, fiind compuse dintr-un inginer operator de specialitate, care este și șeful formațiunii, din 1—2 ajutori operatori (muncitori) și din 1—2 conducători auto.

Formațiunile de carotaj geofizic sînt grupate în secții sau servicii și acestea, la rîndul lor, eventual într-o întreprindere. Mai jos este dată schema de principiu a organizării unei astfel de întreprinderi, specificarea numai a serviciilor de profil (fără serviciile administrative, financiar-contabile etc.)



2.2. **Planificarea.** Operațiunile de geofizică industrială, executîndu-se înainte de efectuarea problemelor de producție a unei sonde, se încadrează către sfîrșitul perioadei de foraj a acestuia; pentru aceasta, planificarea lor se face prin programul de foraj al sondei respective. Programul sau planul de producție al întreprinderii derivă din planul general al direcției generale din ministerul tutelar privind explorarea și exploatarea prin foraje, cu secțiunile planului și indici tehnico-economici acomodați și stabiliți pentru specificul ei.

2.3. **Executarea lucrărilor.** Executarea lucrărilor de geofizică industrială se face pe bază de *comandă* telefonică, confirmată ulterior în scris.

După executarea lucrărilor se întocmește un raport care conține materialul primar (diagrafiile) înregistrat la sondă, observații asupra mersului operațiilor, eventual date suplimentare de analiză și prognoza stabilită pe baza interpretării materialului, care se înaintează schelei beneficiare și direcției generale din minister.

2.4. Valorificarea lucrărilor de geofizică industrială. Ca şi în cazul lucrărilor de prospecţiuni geofizice, valorificarea lucrărilor de geofizică industrială are două aspecte, şi anume:

— *Valorificarea economică*, care se face prin încasarea de către întreprinderi a valorii lucrărilor pe bază de tarife. Diferenţa între valoarea producţiei, calculată la tarif republican şi valoarea acesteia la preţul real de cost, reprezintă *beneficiul* obţinut prin efortul întreprinderii şi merge la fondul de acumulări al acestuia.

— *Valorificarea economică-minieră şi ştiinţifică*, care se face prin predarea nivelurilor purtătoare de substanţe minerale utile în vederea exploatării, explorării şi corelării acestora, pentru cunoaşterea cît mai bună a subsolului sau prin efectuarea unor operaţii speciale menite a asigura atingerea obiectivelor economice ale forajului respectiv.

* * *

În acest capitol au fost date cîteva relaţii din care să apară modul cum se întrepătrund organic problemele de metodă, metodică şi tehnică a lucrărilor de prospecţiune şi carotaj geofizic cu cele tehnico-economice.

Executarea acestor lucrări presupune stăpînirea cunoştinţelor de specialitate, îmbinate cu o riguroasă disciplină în muncă, de plan, economică-contabilă şi financiară. Măsura lucrărilor geofizice se exprimă în ultimă instanţă prin eficienţa economică a acestora; ori ridicarea continuă a eficienţei economice, sarcină de bază în etapa actuală, nu se poate realiza decît prin judicioasa alegere a metodei, metodicii şi tehnicii de lucru în rezolvarea unei probleme geologice, aplicarea cu rigurozitate a prevederilor şi instrucţiunilor tehnice de executare a acestora şi organizarea cît mai bună a desfăşurării lucrărilor pentru realizarea şi depăşirea indicilor tehnico-economici planificaţi.

Aceasta corespunde inginerului geofizician de tip nou, care trebuie să fie un specialist cu largi cunoştinţe economice şi cu un ridicat nivel politic-ideologic, şi care să participe activ la creaţia istorică conştientă a construirii socialismului în patria noastră. Numai în modul acesta lucrările geofizice se vor încadra sub toate aspectele în activitatea economică unică a statului nostru democrat-popular, justificînd importanţa care li s-a acordat, precum şi eforturile care se fac pentru dezvoltarea şi ridicarea lor pe o treaptă cît mai înaltă.



BIBLIOGRAFIE

Abelski M. E., Andreev B. A., Golomb V. E., Samsonov N. N. *Kurs gravirazvedki*, Gosudarstvennoe naucinotehniceskoe izdatelstvo literaturî, po gheologhii i ohrane nedr, Moskva, 1954.

Alexeev F. A., *Radiometriceskii metod poiskov nefti i gaza (o prirode radiometriceskih i radiogeohimiceskih anomalii v raione neftianih i gazovîh mestorojdenii)*, Iadernaia Gheofizika, Gostoptehizdat, Moskva, 1959.

Băncilă I., *Geologia Carpaților Orientali*, București, Ed. științifică, 1958.

Baranov V. I., *Radiometria*, Izdatelstvo Akademii Nauk SSSR, Moskva, 1956.

Beca C., *Geologia șantierelor petrolifere*, Ed. tehnică, București, 1955.

Berdicevski M. N., *Elektriceskaia razvedka metodom telluriceskih tokov*, Gostoptehizdat, Moskva, 1960.

Berzon I. S., *Vîsokociastotnaia seismika*, Izdatelstvo Akademii Nauk SSSR, Moskva, 1957.

Billings, M. P., *Structural Geology*, Prentice Hall Inc., New York, 1942.

Chombart L. G., *Reconnaissance et évaluation des formations par diagraphies électriques et nucléaires*, Technip, Paris, 1957.

Codarcea A., *Mineralogia și petrografia* (Manualul Inginerului de mine, I) București, Ed. tehnică 1951.

Constantinescu L., *Curs de gravimetrie și prospecțiuni gravimetrice*, I, București, Ed. didactică și pedagogică, 1959.

Constantinescu L., *Curs de geomagnetism și prospecțiuni magnetice*, I, București, Ed. didactică și pedagogică, 1961.

Costa-ForuAl. I., Manilici A. G., *Metode radioactive și geochimice pentru obținerea profilelor de sonde*, București, Ed. tehnică, 1958.

Dahnov V. N., *Interpretarea rezultatelor cercetării geofizice a profilelor de sondă*, București, Ed. tehnică, 1961.

Dahnov V. N., Diakonov D. I., *Termiceskie issledovania skvajin*, Gostoptehizdat, 1952.

Dahnov V. N., *Prospecțiunea electrică a zăcămintelor de petrol și gaze*, București, I.D.T., 1951.

Davis Fr. J., *Scintillation counters* (Nuclear Geology), John Wiley and Sons Inc., New York, 1954.

De-Sitter L. U., *Structural Geology*, McGraw-Hill Book Co., New York, 1956.

Dobrin M. B., *Introduction to geophysical prospecting*, McGraw-Hill Book Co., New-York, 1952.

Ermakov V. I., Laubenbach A. I., Ovanesov M. G., Romanov I. A. Skosîreva L. I., *Rezultatî issledovanii estestvenogo gama-polia v neftenosnih raionah metodami vozdușnoi i nazemnoi radiometriceskoi siomki* (Iadernaia Gheofizika), Gostoptehizdat, Moskva, 1959.

Favre B., *Cours de Géophysique*, Institut Français du Pétrole et Société des Éditions Technip, Paris, 1958

Gamburțev G. A., *Osnovî seismorazvedki*, Gosudarstvennoe naucino tehniceskoe izdatelstvo neftianoi i gorno toplivnoi literaturî, Moskva, 1959.

Gavăt I., *Curs de interpretarea geologică a măsurătorilor geofizice*, București, Inst. de Petrol, Gaze și Geologie, 1961.

Gheorghiu C., *Operații speciale* (Manualul inginerului petrolist, 44), București, Ed. tehnică, 1957.

Grigoraș N., *Geologia zăcămintelor de petrol și gaze din R.P.R.*, București, Ed. tehnică, 1961.

Gurvici I. I., *Seismorazvedka*, Gosudarstvennoe naucino — tehniceskoe izdatelstvo literaturî po gheologhii i ohrane nedr, Moskva, 1954.

Grumbkov A. P., Mateev V. V., Semenov G. S., Sokolov A. D., *Radiometr-analizator „Avtogras" i ego primenenie dlia radiometriceskih poiskov nefti i gaza* (Iadernaia Gheofizika), Gostoptehizdat, Moskva, 1959.
Haalck H., *Lehrbuch der angewandten Geophysik*, Verlag von Gebrüder Borntraeger, Berlin, 1934.
Hedstrom H., *Phase measurements in electrical prospecting*, AIMME, Technical Publication 827-L50, 1937.
Hedstrom H., *A new gravimeter for ore prospecting*, AIMME, Technical Publication 953, 1938.
Heiland C. A., *Geophysical exploration*, Prentice-Hall Inc., New York, 1946.
Heiland C. A., *Directions for the use of the Askania Torsion Balance*, The Maple Press Co., York Pa., 1953.
Heiskanen W. A., Vening-Meinesz F. A., *The earth and its gravity field*, McGraw-Hill Book Co. Inc., New York, 1958.
Hewitt-Dix C., *Seismic prospecting for oil*, Harper and Brothers, New York, 1952.
Iakubovski I. V., Liahov L. L. *Elektrorazvedka*, Gosudarstvennoe naucino-tehniceskoe izdatelstvo literaturî po gheologhii i ohrane nedr, Moskva, 1956.
Ianovski B. M., *Zemnoi magnetizm*, Gosudarstvennoe izdatelstvo tehniko-teoreticeskoi literaturî, Moskva, 1953.
Jakosky J. J., *Exploration Geophysics*, Trija Publishing Co., Los Angeles, 1950.
Johnson D. H., *Radiometric prospecting and essaying* (Nuclear Geology), John Wiley and Sons Inc., New York, 1954.
Kondratienko A. F., *Primenenie radiometriceskih metod dlia gheologhiceskogo kartirovania*, Gostoptehizdat, Moskva, 1959.
Komarov S. G., *Gheofiziceskie metodî issledovania neftianîh skvajin*, Gostoptehizdat, Moskva, 1952.
Kosîghin I. A., *Tectonica generală*, Bucureşti, Ed. tehnică, 1962.
Lasfargues P., *Prospection électrique par courants continus*, Masson et Cie, Paris, 1957.
Lejay R. P. Pierre, *Développements modernes de la gravimétrie*, Gauthier-Villars Imp. édit., Paris, 1947.
Logacev A. A., *Kurs magnitorazvedki*, Gosgheologlitizdat, Moskva, 1951.
Luciţki V. I., *Scurt Curs de Petrografie*, Ed. tehnică a cărbunelui, Moscova, 1948 (trad. din limba rusă).
Macovei G., *Geologia stratigrafică*, Bucureşti, Ed. tehnică, 1954.
Marble J. P., *Fundamental considerations, instruments and techniques of detection and measurements* (Nuclear Geology), John Wiley and Sons Inc., New York, 1954.
Melkov V. G., Puhalski L. C., *Poiski mestorojdenii urana*, Gosgheoltehizdat, Moskva, 1957.
Milea N., *Elemente de Geomagnetism*, Bucureşti, Ed. tehnică, 1959.
Milcoveanu D., *Contribution à l'étude du rayonnement des substances naturelles*, Emmanuel Vitte, Lyon, 1941.
Nesmeianov A. N., Baranov V. I., Zaborenko K. B., Rudenko N.P., Priselkov I. A., *Lucrări practice de radiochimie*, Bucureşti, Ed. tehnică, 1959.
Nettleton L. L., *Geophysical prospecting for oil*, McGraw-Hill Book Co, New York, 1940.
Oncescu N., *Geologia Republicii Populare Romîne*, Bucureşti, Ed. tehn., 1957.
Peteu G. I., *Aplicaţiile radioactivităţii în industria petrolului*, Bucureşti, Ed. tehnică, 1959.
Puzîrev N. N., *Interpretarea datelor obţinute la prospecţiuni seismice prin metoda undelor reflectate*, Bucureşti, I.D.T., 1961.
Reich H., *Angewandte Geophysik für Bergleute und Geologen*, Akademische Verlagsgesellschaft m.b.H., Leipzig, 1943.
Reich H., Zwerger R. V., *Taschenbuch der angewandten Geophysik*, Akademische Verlagsgesellschaft Becker und Erler Kom.-Ges., Leipzig, 1943.
Rische H., *Dichtebestimmungen im Gesteinsverband durch Gravimeter — und Drehwaagemessungen unter Tage*, Freiberger Forschungshefte Geophysik C. 35, Akad. Verlag, Berlin, 1957.
Rothé J. P., *Thèses presentées à la Faculté des Sciences de Paris pour obtenir le grade de Docteur ès Sciences physiques*, Presses Univ. de France, Paris, 1930.
Rothé É., *Les méthodes de prospection du sous-sol*, Paris, Gauthier-Villars et Cie, 1930.

Slotnik M. M., *Lessons in seismic computing*, The Society of exploration geophysicists, Houston, 1959.
Sorokin L. V., Maximov B. I., Kalenov E. N., Riabinkin L. A., Fedorenko A. N., Komarov S. G., *Prospecțiuni geofizice*, București, Ed. tehnică, 1951.
Sorokin L. V., *Gravimetria i gravimetriceskaia razvedka*, Gostoptehizdat, Moskva, 1953.
Ştefănescu S. Sabba, *Prospecțiuni electrice* (Manualul inginerului de mine, I), București, Ed. tehnică, 1952.
Ştefănescu S. Sabba, *Prospecțiuni radiometrice* (Manualul-Inginerului de Mine, I), București, Ed. tehnică, 1952.
Ştefănescu S. Sabba, *Elemente de teoria cîmpului electromagnetic*, București, 1962.
Teodorescu Al., Atanasescu P., *Organizarea și planificarea lucrărilor geologice*, București, Ed. tehnică, 1958.
Vahromeev S. A., *Mestorojdenia poleznih iskopaemih, ih klassificația i uslovia obrazovania*, Gosgheoltehizdat, Moskva, 1961.
Wyllie M. R. I., *Bazele interpretării profilelor electrice ale sondelor*, București, Ed. tehnică, 1959.
Zavarițki A. N., *Rocile eruptive*, București, I.D.T., 1958.



CUPRINS



PARTEA A DOUA

PARTEA A TREIA

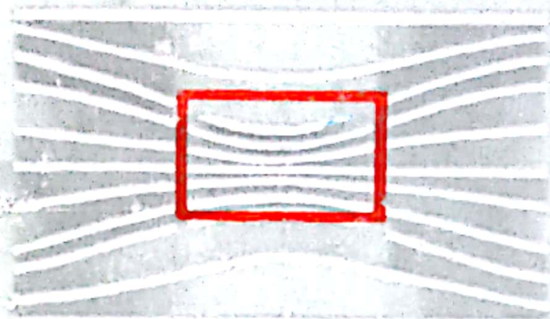
Pag.



Redactor responsabil : NICOLAE ALEXANDRU
Tehnoredactor : BĂLĂIȚĂ TITEL

Dat la cules 27.07.1964. Bun de tipar 06.11.1964. Apărut 1964. Tiraj 800+110 ½ pînză. Hîrtie scris tip I a 80 g/m², 70×100/16. Coli editoriale 39,632. Coli de tipar 23. Plan 1881. A. 11162. C. Z. pentru bibliotecile mari 550.3(075.8). C. Z. pentru bibliotecile mici 55.

Intreprinderea Poligrafică „13 Decembrie 1918",
Str. Grigore Alexandrescu nr. 93—95, București—R.P.R.
Comanda nr. 1660



Prețul cărții . . . 18,60 lei
Prețul legătoriei 2.— lei
Total 20,60 lei